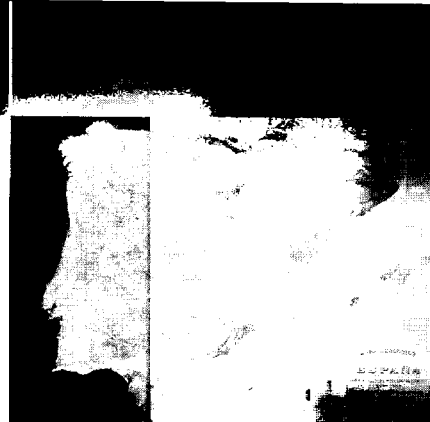


# Cuencas cenozoicas



### *Editor*

**Jorge Civis**

### *Coordinadores*

**G. Pardo**

(Cuenca del Ebro)

**J.A. González Delgado**

(Cuenca del Guadalquivir),

**G. Alonso-Gavilán e**

**I. Armenteros**

(Cuenca del Duero y

Cuencas del Macizo Ibérico)

**A.M. Alonso-Zarza**

(Cuenca del Tajo)

**P. Anadón**

(Cuencas de la Cordillera Ibérica)

**C. Viseras**

(Cuencas neógenas postorogénicas de la Cordillera Bética)

### *Autores*

L. Alcalá, G. Alonso-Gavilán, A.M. Alonso-Zarza, P. Anadón, C. Arenas, I. Armenteros, L. Cabrera, J.P. Calvo, J. Carballeira, J. Civis, A. Corrochano, C.J. Dabrio, J. Fernández, M. Garcés, A. González, J.A. González-Delgado, J.L. Goy, P. Huerta, S. Ledesma, A. Luzón, A. Muñoz, F. Ortí, J. Pais, G. Pardo, A. Pérez, F.J. Pérez-Rivarés, J. de Porta, E. Ramos, E. Roca, J.M. Rodríguez, L. Rosell, E. Sanz-Rubio, F.J. Sierro, P.G. Silva, J.M. Soria, T. Torres, M. Vázquez-Urbez, J. Villena, C. Viseras y C. Zazo.

# Capítulo 6

## Cuencas cenozoicas

### 6.1. RASGOS GENERALES: ESTRUCTURACIÓN

J. Civis

Las cuencas cenozoicas, incluidas las portuguesas, cubren una amplia superficie de la Península Ibérica plasmada en una gran representación cartográfica (Fig. 6.1). Se encuentran en todo el territorio peninsular ocupando posiciones tanto interiores como epicontinentales cerradas o abiertas al Mediterráneo o Atlántico y con unas características estrechamente relacionadas con el proceso de su formación y su evolución posterior. Presentan un tamaño muy variable, desde más de 50000 km<sup>2</sup> como la Cuenca del Duero a unas decenas de km<sup>2</sup> de algunas pequeñas cuencas situadas sobre el Macizo Ibérico en Galicia o en la región pirenaica. Asimismo, la morfología es también heterogénea reflejando, en general, las características geodinámicas de los bordes y la composición de los materiales de las áreas madres de relleno de las mismas. La mayoría de las cuencas están rellenas de sedimentos continentales, lo que dificulta las dataciones paleontológicas. Algunas, como la del Vallès-Penedès contienen sedimentos marinos intercalados entre los continentales, y otras, como la del Guadalquivir están prácticamente rellenas, en su totalidad, por sedimentos marinos, lo que posibilita realizar estudios bioestratigráficos de mucho detalle que favorecen la correlación a escala de la cuenca. No se trata en este capítulo de las cuencas cenozoicas localizadas fuera de la Península Ibérica, como las de Baleares y Melilla (de las que se trata en el capítulo 4) o los sedimentos neógenos con basamentos volcánicos de Canarias.

Las de mayor extensión reciben el nombre del río o cuenca fluvial principal que las drena (Tajo, Ebro, Duero, etc.), como un reflejo del basculamiento actual que presentan las cuencas, independiente de su evolución y posición geográfica a lo largo del tiempo. Otras reciben el nombre de las comarcas, localidades o poblaciones más importantes ubicadas en ellas, como Cerdanya, Coria, Calatayud, etc. Prácticamente todas se asientan sobre un basamento constituido por metasedimentos o granitoides precámbricos o paleozoicos o bien sobre rocas detríticas o carbonatadas del Mesozoico.

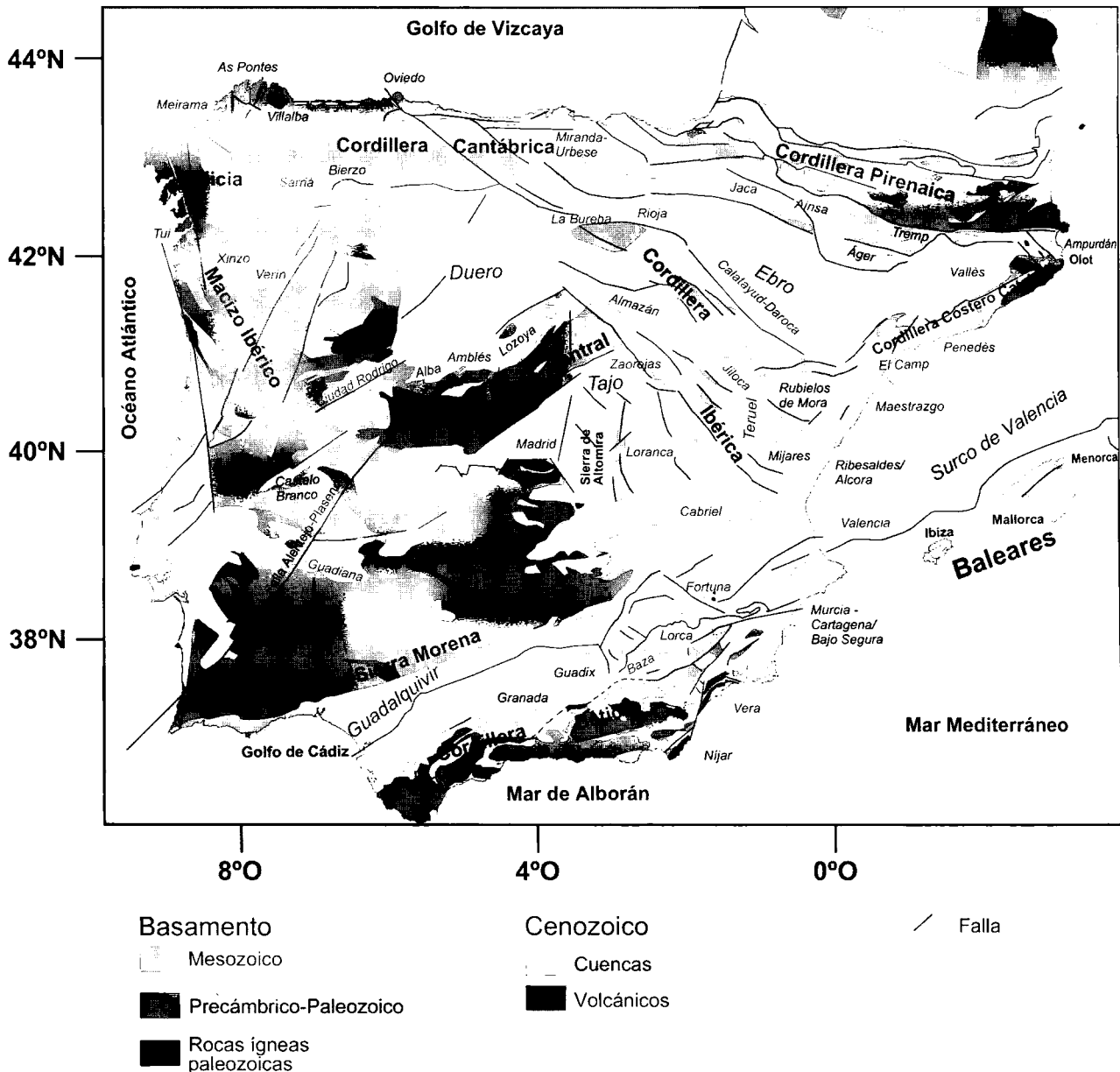
La configuración actual de las cuencas cenozoicas es la respuesta final de un conjunto de procesos que actuaron independientemente en el tiempo y espacio pero estrechamente relacionados y que les confirieron su geometría, morfología y peculiaridades propias. La situación de Iberia, entre las placas auroasiática y africana, el desplazamiento de las mismas, la relación con la apertura del Atlántico así como su aproximación por convergencia N-S amén de la estructuración del Mediterráneo occidental, conducen a importantes deformaciones que, en definitiva, configuran las futuras cuencas. Su génesis y evolución geodinámica posterior son la respuesta a la convergencia de las placas europea e ibérica, colisión de

las placas ibérica y africana, giro de la península y cambio del régimen extensional mesozoico a compresional terciario.

En general, se observa que un grupo de cuencas se desarrolla y están asociadas a los momentos compresionales, en general, localizadas en la Cordillera Bética y Cadena Pirenaica. Son cuencas con un grado de deformación bastante elevado (Fig. 6.1) a lo largo del Terciario, por la tectónica alpina. Un segundo grupo, localizado paralelo a la costa mediterránea, está asociada a la etapa extensional oligoceno-neógena, ligada a la creación y estructuración del surco de Valencia y con geometría de *horsts* y *grabens*. Un tercer grupo de cuencas, con una baja o nula deformación tectónica e íntimamente relacionadas con el Macizo Ibérico, son las cuencas interiores del Duero y Tajo, separadas por el Sistema Central o la del Guadalquivir, abierta al Atlántico o la cuenca del Ebro, al Mediterráneo.

Dentro del grupo de cuencas con escasa deformación, la cuenca cenozoica interior, de mayor extensión y más occidental, es la **Cuenca del Duero**, surcada de E a O por dicho río. Su dinámica ha venido condicionada por las características y estructuración de los relieves que conforman sus bordes. Las características litológicas de dichos bordes condicionaron, en gran medida, el registro tanto composicional como estratigráfico y espacial del relleno de la cuenca, que no fue uniforme ni en el tiempo ni en el espacio a lo que hay que añadir, la evolución climática durante el Terciario, que junto con la evolución geodinámica, controlaron los sistemas sedimentarios que se desarrollan en contextos geodinámicos diferentes durante el Cenozoico (Alonso Gavilán *et al.*, en este volumen). Por una parte, la secuencia finicretácica-paleoceno, generada en el contexto geodinámico de la colisión entre las placas africana e ibérica y la presión de ésta con la europea, originan una serie de consecuencias que se traducen, en la cuenca, en una sedimentación continental en áreas occidentales y marinas de plataforma interna hacia el NE. En el Eoceno-Oligoceno, se asiste a un cambio paleogeográfico importante destacando el inicio del cierre de la cuenca que se hace fundamentalmente continental con un drástico cambio en los modelos sedimentarios. Todo ello es la respuesta al nuevo contexto geodinámico creado por la actividad de la compresión de la placa africana, el efecto de fallas tardihercínicas y la tectónica diferencial de los bordes.

La **Cuenca del Tajo** tiene una extensión de 20000 km<sup>2</sup> y está constituida por las cuencas de Madrid y Loranca, también denominada Depresión Intermedia. Ambas cuencas son sustancialmente diferentes desde el punto de vista estructural: mientras la Depresión Intermedia es, en parte, una cuenca *piggy-back*, generada durante la orogenia alpina, la Cuenca de Madrid es una cuenca intracratónica y en la que la estructura de sus márgenes está condicionada por los esfuerzos que afectaron al margen de la placa ibérica durante los movimientos alpinos (Alonso-Zarza *et al.*, en este volumen).



**Figura 6.1.-** Ubicación de las Cuencas Cenozoicas en el contexto estructural de la Península Ibérica (Adaptado de Andeweg, 2002).

Al igual que en la Cuenca del Duero, las características estructurales y composición de los márgenes, condicionan las diferentes facies sedimentarias que han estado condicionadas por los cambios paleogeográficos debido a los procesos tectónicos que afectaron a sus márgenes, cambios climáticos y naturaleza de los relieves que constituyen las áreas fuente de relleno de la misma. Su desarrollo es paralelo a la Cuenca del Duero y la diferenciación entre ambas cuencas, con el levantamiento del Sistema Central (Eoceno-Oligoceno), supone su configuración amén de cambios paleogeográficos muy significativos.

La **Cuenca del Ebro** representa la última fase de la evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica (Pardo *et al.*, en este volumen). Su geometría de relleno, condicionada fundamentalmente por el emplazamiento de los cabalgamientos surpirenaicos y por el margen ibérico, hace que, en general, el Terciario presente una sedimentación con tendencia solapante (*on-lap*) hacia el sur (materiales más antiguos hacia el norte, mientras que los más modernos se encuentran hacia el margen ibérico).

La Cordillera Bética está constituida básicamente por las Zonas Externas que son los materiales mesozoico-terciarios depositados en el Paleomangn Sudibérico deformados y las Zonas Internas (esencialmente materiales paleozoicos y triásicos) que corresponden a un fragmento del Bloque de Alborán que colisionó con dicho margen durante el Mioceno inferior y medio (ver capítulo 4). En la estructuración general de las cuencas neógenas de la Cordillera Bética, se diferencian dos fases (Viseras *et al.*, en este volumen). Durante la primera, que abarca el Mioceno inferior y medio, se originaron un conjunto de cuencas en el interior del orógeno conocidas como Cuencas Intracadena y la Cuenca de Antepaís, situada al norte y que ha recibido diversas denominaciones, como Estrecho Nordbético o **Cuenca de Antepaís Nordbética** (ver: Viseras *et al.*, en este volumen) mientras que la segunda comprende el Mioceno superior-Pleistoceno. Por efectos tectónicos y eustáticos, a finales de la primera fase, se produjo la desarticulación, quedando, por una parte, la Cuenca de Antepaís Nordbética restringida al sector occidental de la cordillera (Cuenca de Antepaís del Guadalquivir) y por otra parte

las *Cuenas Postorogénicas béticas*, situadas sobre las Zonas Internas y Externas o incluso sobre el contacto entre ellas, con un gran número de ellas ubicadas sobre la anterior posición del corredor entre el Atlántico y Mediterráneo. Su relleno y evolución marino-continental, está relacionado con cambios eustáticos y etapas tectónicas.

La *Cuenca del Guadalquivir*, como se observa en la actualidad, es la última expresión de una cuenca de antepaís (surco bético) que supuso el corredor entre el Atlántico y Mediterráneo. En este sentido, la cuenca del Guadalquivir, definida como una depresión orientada de ENE-OSO corresponde a una cuenca de tipo *foredeep*; el *foredeep* bético, originado entre el orógeno bético y el *foreland* ibérico al norte. Su límite norte, viene definido por una línea casi recta que ha sido considerada durante mucho tiempo como la falla del Guadalquivir si bien es más evidente, reconocido a partir de perfiles sísmicos, que se trata de una flexura del basamento (Civis *et al.*, en este volumen). En líneas generales, el margen norte de la cuenca, pasivo, se caracteriza por una gradual profundización hacia el sur y los sedimentos son autóctonos, mientras que en el borde sur, los depósitos, básicamente unidades olistostrómicas, vienen condicionados por la actividad del orógeno bético. Su relleno se ha definido a lo largo de una serie de secuencias sedimentarias (Sierro *et al.*, 1995) parcialmente coincidentes con las unidades tectosedimentarias de Martínez del Olmo *et al.*, 1984) que abarcan desde el Tortoniense superior hasta el Plio-Cuaternario.

En las *cuenas cenozoicas de la Cordillera Ibérica*, Anadón *et al.*, en este volumen, diferencian dos grupos de según su control geodinámico y estructural de las mismas. Las del primer grupo corresponden a surcos o cuencas sometidas a efectos compresivos y asociadas a estructuras tectónicas mayores. Las segundas, no ofrecen en conjunto un carácter homogéneo; algunas siguen estructuras contractivas ibéricas, otras presentan rasgos particulares sin una clara relación entre ellas. El relleno sedimentario de las primeras, es de carácter continental abarcando desde el Paleoceno al Mioceno inferior mientras que en las segundas, es también de carácter continental a excepción de las más orientales se registran depósitos marinos del Neógeno superior.

Las estructuras extensivas del proceso de *rifting* que desarrolla el surco de Valencia, originan *grabens* o semi-*grabens* que en el NE de la península, presentan una alineación general NE-SO. Estas estructuras están asociadas a la reactivación tectónica del Oligoceno superior- Mioceno inferior del basamento de la Cadena Costero-Catalana y a las que se asocian fracturas subordinadas, transversales, de orientación NO-SE conformándose una estructuración general en un sistema de bloques asociados a la estructura de graben general (Cabrera *et al.*, este volumen) (Fig. 6.1). Los sistemas de *graben* generales, diferenciados en *on-shore* y *off-shore*, pueden observarse en el apartado correspondiente y son básicamente: Vallés-Penedés y Camp para los primeros y Rosas, Barcelona para los segundos.

La tectónica, paleogeografía y los cambios eustáticos del nivel del mar han condicionado el registro sedimentario de relleno. Aunque de carácter continental fundamentalmente (aluvial y lacustre), se registran episodios de carácter marino asociados a transgresiones y alto nivel del mar durante diferentes episodios. De todos modos, la estructuración de la zona, subsidencia etc. se traducen en una individualización de estructuras cuyo resultado es un problema de correlación

entre las diferentes secuencias sedimentarias así como claras heterocronías.

En el conjunto de la Península se pueden diferenciar, además, otra serie de pequeñas cuencas cenozoicas, como las asociadas al Macizo Ibérico que se pueden agrupar en cuatro de los dominios definidos por Julivert *et al.* (1972) (Alonso Gavilán *et al.*, en este volumen), las ubicadas en la zona pirenaica como Cerdanya y Seu d'Urgell (Roca, en este volumen), con un relleno continental así como la cuenca o fosa del Ampurdán en el extremo noreste de la Cadena Costero-Catalana y relacionada con la estructuración general del desarrollo de las cuencas cenozoicas en la misma (Fig. 6.1) que, abierta al Mediterráneo, está rellena de depósitos del Neógeno y Cuaternario.

## 6.2. LA CUENCA DEL EBRO

Coordinador: G. Pardo

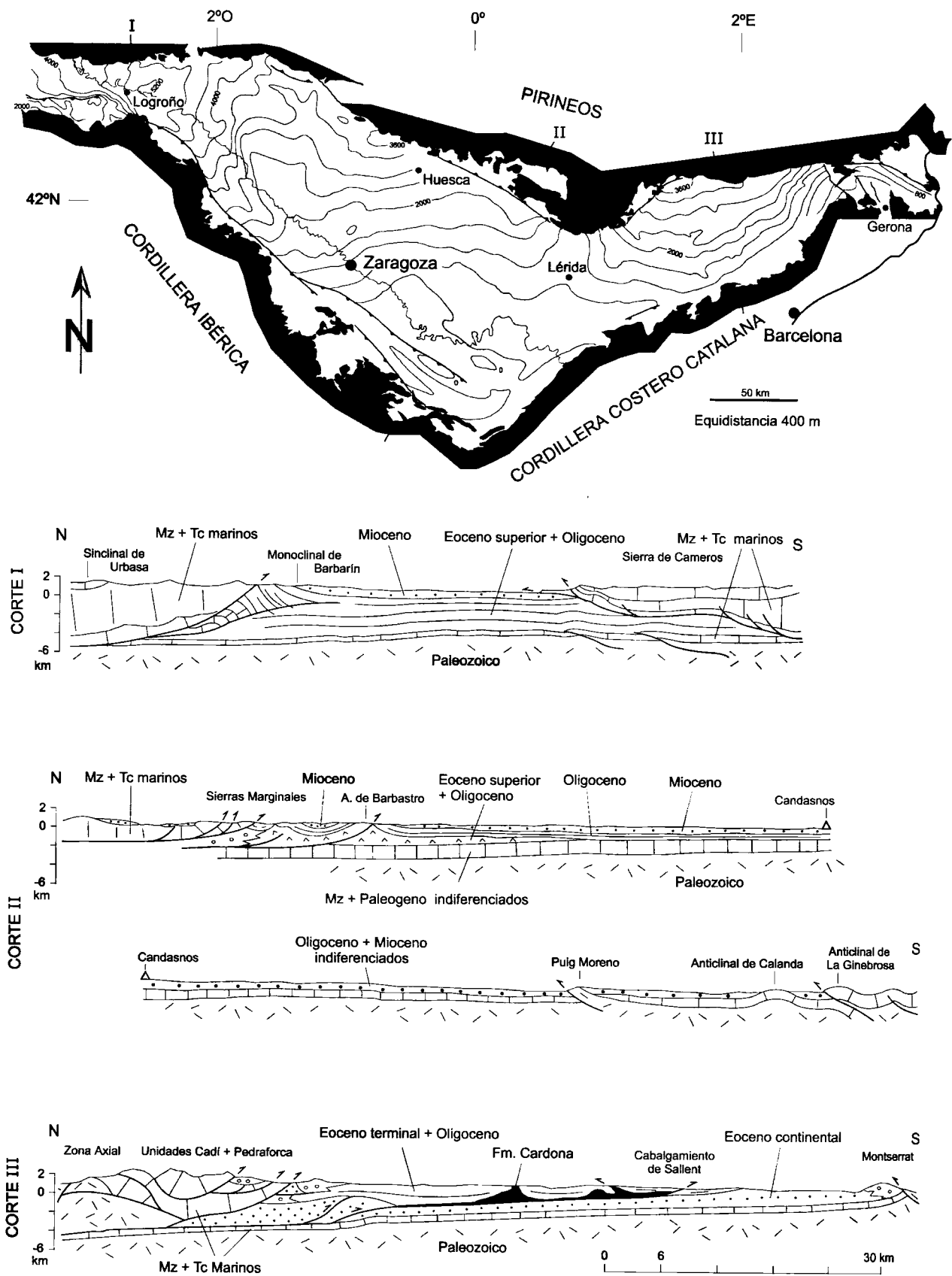
Autores: G. Pardo, C. Arenas, A. González, A. Luzón, A. Muñoz, A. Pérez, F.J. Pérez-Rivarés, M. Vázquez-Urbez y J. Villena.

La Cuenca terciaria del Ebro es, geográficamente, una depresión relativa enmarcada por los Pirineos, la Cordillera Ibérica y las Cadenas Costero-catalanas. De forma triangular, en su extremo occidental enlaza con la Cuenca del Duero por el corredor de La Bureba. Representa la última fase de evolución de la cuenca de antepaís surpirenaica, y sus límites y estructura actual se establecieron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo. La geometría del relleno de la cuenca, exceptuado el sector occidental, presenta una forma de prisma abierto hacia el norte (Fig. 6.2), con la base del Terciario situada a más de 3000 m bajo el nivel del mar en el margen pirenaico (Riba *et al.*, 1983; ITGE, 1990). Sobre esta superficie basal, el Terciario presenta una tendencia al solapamiento expansivo hacia el sur, con los materiales más antiguos recubriendo tal superficie en el margen pirenaico y los más modernos hacia el margen ibérico (Riba *et al.*, 1983, su fig. 3.66).

No obstante, la Cuenca del Ebro no es uniforme en sus rasgos, y puede dividirse en tres sectores sobre la base de la estructura, historia de la subsidencia y edad de los materiales aflorantes:

- Un sector occidental de orientación E-O, definido por Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz (1997) como cuenca de antepaís simétrica, afectada por cabalgamientos activos hasta el Mioceno superior, cuya flecha supera los 20 km tanto en el margen pirenaico (Sierra de Cantabria) como en el margen ibérico (Macizo de Cameros-Demanda; CD-6-1) y que reducen en un 70% la amplitud inicial de la cuenca (Riba y Jurado, 1992). Además, el relleno terciario exhibe pliegues monoclinales vergentes hacia el N que son el reflejo de láminas de cabalgamiento que afectan al basamento preterciario (Fig. 6.2, corte I), así como pliegues de despegue de tendencia E-O a ONO-ESE con vergencia S. La terminación oriental de estos pliegues al N del Ebro y el río Alhama al S marcan el límite de este sector, que fue intensamente subsidente tanto en el Paleógeno como en el Neógeno, con espesores totales que superan los 5000 m delineando un surco navarro-riojano.
- Un amplio sector central con menor subsidencia, de estructura prácticamente tabular (Fig. 6.2, corte II), en el que los rasgos generales antes descritos (geometría y dis-





**Figura 6.2.-** Mapa de isobatas y cortes sintéticos de los tres sectores de la Cuenca del Ebro. Mapa simplificado de ITGE (1990); Corte I simplificado de Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz (1997); Corte II simplificado a partir de Martínez-Peña y Pocovi (1988), Senz y Zamorano (1992) y González (1989); Corte III simplificado de Vergés *et al.* (1992). Mz: Mesozoico; Tc: Terciario.

posición del relleno) son más típicos, con desplazamiento progresivo de la sedimentación hacia el margen ibérico, el cual evoluciona finalmente como margen pasivo de la cuenca. En las proximidades de este margen, el substrato preterciario está afectado por cabalgamientos de tendencia preferente NO-SE y vergencia N que condicionan la sedimentación paleógena y afectan, incluso, al relleno neógeno (Klimowitz, 1992), determinando la emersión local de dicho substrato como paleorrelieves entre las formaciones miocenas. El margen pirenaico de este sector viene dado por las Sierras Exteriores y por el anticlinal de Barbastro, estructura de contorno (*tip line*) de la lámina más meridional de las Sierras Marginales (Williams y Fischer, 1984; Martínez-Peña y Pocoví, 1988), pero al que otros autores consideran una estructura de despegue dentro ya de la Cuenca del Ebro (Senz y Zamorano, 1992).

- Un sector oriental, al E de los ríos Noguera Ribagorçana y Guadalupe, aproximadamente, donde no existe registro de relleno Neógeno, pero que fue netamente subsidente durante el Paleógeno y en el que de nuevo se reconocen los materiales plegados por direcciones E-O a ESE-ONO y NE-SO en las proximidades del frente surpirenaico (Fig. 6.2, corte III). Dichos pliegues están en relación con el despegue -ligado a la estructuración del frente surpirenaico- de horizontes evaporíticos (Vergés *et al.*, 1992).

Hay que tener presente que una parte del relleno de la Cuenca del Ebro, en especial en su margen norte, está constituido por formaciones marinas y continentales que se reconocen igualmente en el orógeno pirenaico, donde actualmente forman parte de la cobertera despegada y cabalgante sobre la Cuenca del Ebro. Tal es el caso de las formaciones del Eoceno y del Oligoceno inferior depositadas en la cuenca de antepais surpirenaica antes del emplazamiento de los cabalgamientos frontales de Vallfogona, Sierras Marginales, Sierras Exteriores y Sierra de Cantabria. Es más, donde tales cabalgamientos no emergen, el límite entre la actual Cuenca del Ebro y las cuencas terciarias pirenaicas de Jaca y Graus es difuso, con continuidad de los afloramientos oligocenos.

### 6.2.1. Estratigrafía

Numerosas unidades cartográficas y litoestratigráficas, generalmente de carácter informal, han sido utilizadas en los trabajos sobre la Cuenca del Ebro (véase Anadón *et al.*, 1979; Riba *et al.*, 1983; Villena *et al.*, 1992). En este trabajo se recogen las de uso más extendido (Figs. 6.3 y 6.4) en el marco de la división de la cuenca en unidades aloestratigráficas denominadas Unidades Tectosedimentarias (UTSs). Siguiendo la metodología del Análisis Tectosedimentario (Garrido-Megías, 1973, 1982; véase Pardo *et al.*, 1989), han sido reconocidas ocho UTSs (Fig. 6.5) para el conjunto de la cuenca a partir de los materiales autóctonos aflorantes (Pérez, 1989; González, 1989; Muñoz, 1992; Arenas, 1993; Villena *et al.*, 1996 a,b; Angulo *et al.*, 2000; Luzón, 2001; Muñoz *et al.*, 2002). Estas unidades se encuentran separadas por rupturas sedimentarias generadas por variaciones de la actividad tectónica en las cadenas que limitan la cuenca, en cuyos márgenes se reconocen como discordancias que pasan a conformidades hacia el centro. La correlación de las UTSs entre los distintos sectores se ha realizado mediante criterios cartográficos y paleontológicos y por similitud en la evolución secuencial: cada UTS posee su propia evolución, generalmente compleja, relacionada con las variaciones en la sub-

sidencia y en el aporte sedimentario, y también con el nivel de base para los depósitos marinos del Paleoceno-Eoceno. Su edad ha sido determinada mayoritariamente a partir de yacimientos de mamíferos, poco abundantes y dispersos (Cuenca *et al.*, 1992; Villena *et al.*, 1992) y más recientemente con estudios magnetoestratigráficos de las sucesiones oligocenas y miocenas de los sectores central y oriental (Agustí *et al.*, 1994 b; Barberà *et al.*, 2001; Pérez-Rivarés *et al.*, 2002, 2004). Para las UTSs inferiores, T1 y T2, la edad ha sido determinada también a partir de asociaciones de carofitas (Anadón *et al.*, 1992a) y de foraminíferos, estos últimos incluidos en las formaciones marinas del sector oriental de la cuenca (Reguant, 1967; Gich *et al.*, 1967; Ferrer, 1971; Pallí, 1972). De las ocho UTSs establecidas, las tres primeras se sitúan en el Paleógeno, la cuarta en la transición Paleógeno-Neógeno y las cuatro restantes son miocenas. En la Fig. 6.6 se sintetiza la evolución de estas unidades en los afloramientos de los distintos sectores de la cuenca junto con la posición de los yacimientos de mamíferos clave para su datación, una síntesis de la magnetoestratigrafía disponible hasta el momento y la actividad temporal de las estructuras de los bordes montañosos de la cuenca.

En la Cuenca del Ebro se ha realizado también un número importante de sondeos de exploración (Lanaja, 1987; ITGE, 1990). A partir de ellos se conoce la potencia total de la sucesión terciaria atravesada y una aproximación a su composición litológica y, en ocasiones, la litología, edad y buzamiento del substrato preterciario. Resulta, sin embargo, muy problemático establecer directamente de esos datos la edad de los depósitos terciarios perforados y aún más reconocer los límites de las UTSs, caracterizados en afloramiento.

### *Paleoceno superior- Eoceno*

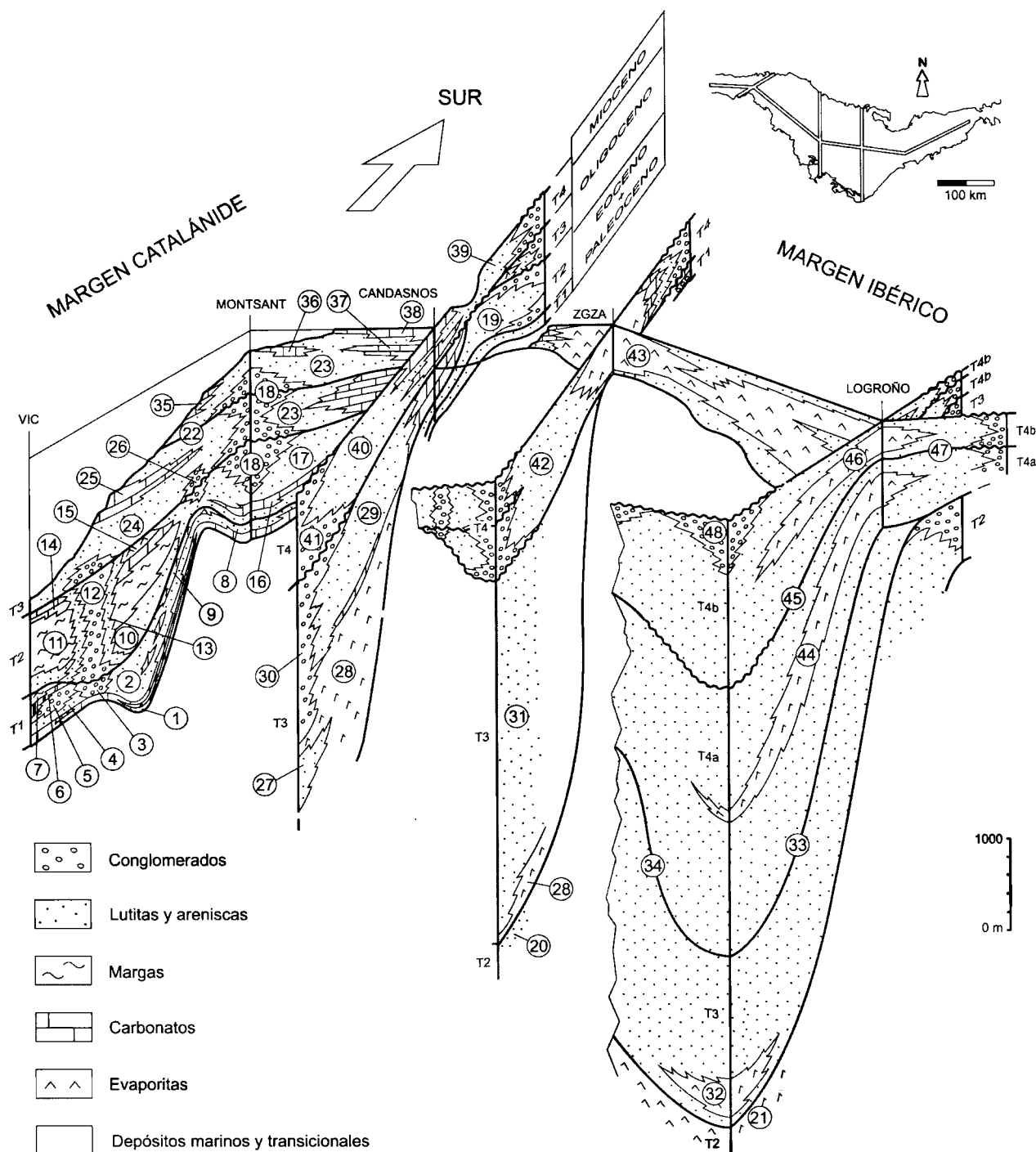
Durante este intervalo tiene lugar el depósito de las unidades T1, de edad Thanetiense-Bartoniense (Anadón *et al.*, 1979; Colombo, 1986), y T2, datada como Bartoniense-Priaboniense a partir de los trabajos de Reguant, 1967; Gich *et al.*, 1967; Ferrer *et al.*, 1968; Ferrer, 1971; Pallí, 1972; Anadón *et al.*, 1979, 1983 b; y Colombo, 1980. Ambas engloban depósitos marinos (Figs. 6.3, 6.6).

*La unidad T1* aflora únicamente en el sector oriental y en el borde ibérico del sector central. En conjunto presenta una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente fuertemente asimétrica (Fig. 6.6). Su límite inferior es una discordancia a escala cartográfica sobre el basamento preterciario e incluye facies detríticas, carbonatadas y evaporíticas continentales que en el NE de la cuenca se indentan con carbonatos marinos (calizas de Alveolinas, Fm Orpí, hacia la base; Fm Tavertet hacia el techo de la unidad, Fig. 6.3).

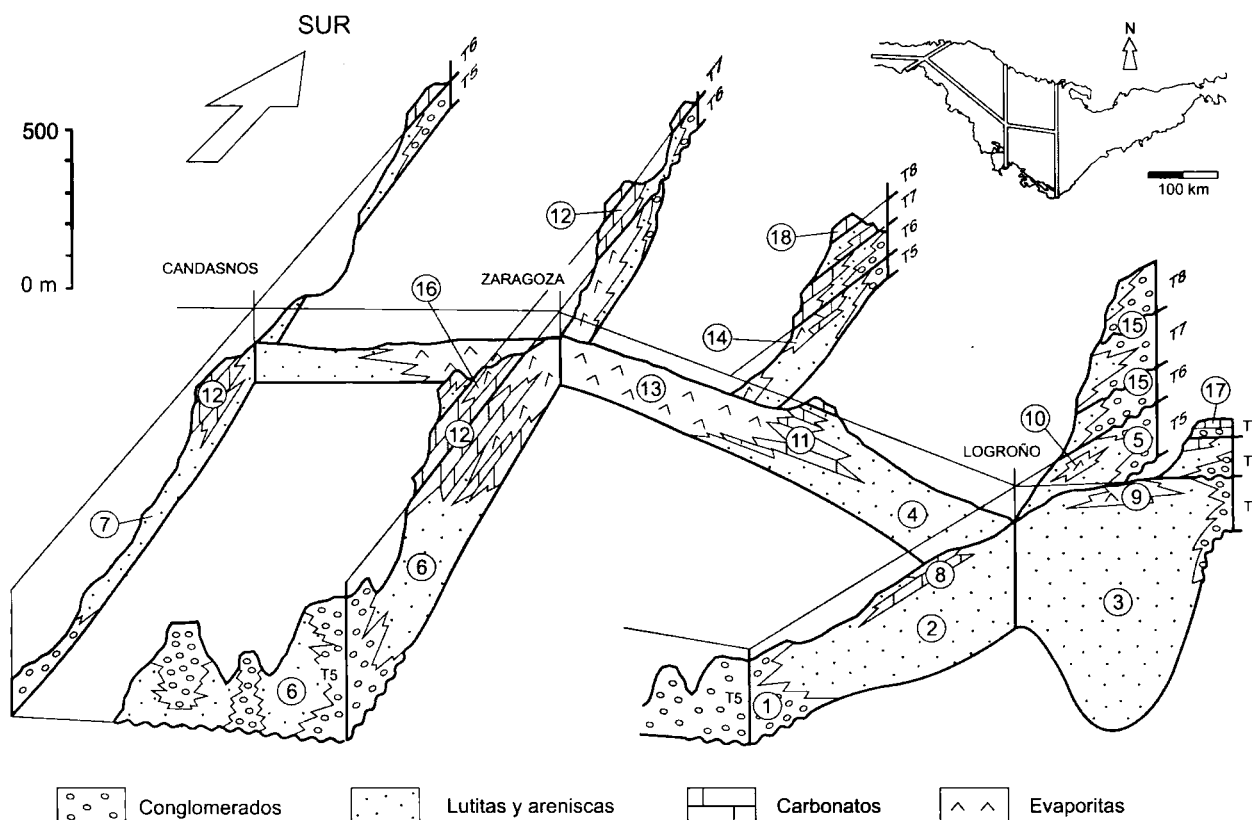
*La unidad T2* se reconoce en el sector oriental y en el SE del sector central con evolución cíclica granodecreciente-granocreciente: en el sector occidental sólo aflora la parte superior granocreciente (Fig. 6.6). El límite inferior de la UTS T2 es una ruptura sedimentaria que viene dada por el cambio de granocreciente a granodecreciente en la evolución vertical, reconocible localmente como discordancia sintectónica en los conglomerados de Montserrat. En el margen ibérico de la cuenca la unidad está compuesta por facies detríticas continentales; en el sector oriental se incluyen facies carbonatadas continentales y en todos los sectores, en el margen pirenaico, las facies continentales pasan lateralmente a facies transicionales y marinas: Fm Margas de Pamplona en el sector occidental; Fm Belsué en el sector central; Fms Collbàs,

Margas de Igualada y Calizas de Tossa en el sector oriental (Fig.6.3). En los sectores oriental y occidental la unidad culmina con formaciones evaporíticas depositadas en condicio-

nes marinas restringidas: Fms salinas de Pamplona y Cardona, Yesos de Odena. A partir de este momento la Cuenca del Ebro queda desconectada de cualquier influencia marina.



**Figura 6.3.-** Panel de correlación del Paleógeno de la Cuenca del Ebro. *Unidades litoestratigráficas dentro de cada unidad tectosedimentaria:* Unidad T1: 1, Fms. Mediona y Orpí; 2, Areniscas de La Pobla de Claramunt; 3, Brecha de Cairat; 4, Fm Vilanova de Sau; 5, Conglomerados de Romagats; 6, Fm Tavertet; 7, Margas de Banyoles-Coll de Maya; 8, Complejo de Ulldemolins; 9, Yesos de Valldeperes. Unidad T2: 10, Fm Collbàs; 11, Margas de Igualada y Oliana; 12, Conglomerados de Montserrat y Sant Llorenç de Munt; 13, Fm La Salut, Facies de Vacarisses y Sant Llorenç Savall; 14, Fm Tossa; 15 Fms Cardona y Odena; 16, Fm La Morera del Montsant; 17, Fm Montblanc; 18, Conglomerados de Montserrat; 19, Unidad de areniscas y lutitas de Puigmoreno; 20, Fm Belsué; 21, Evaporitas de Pamplona. Unidad T3: 22, Fm Blancafort; 23, Fms Flix y Margalef; 24, Fm Artés; 25, Fms Calaf y Sarra; 26, Conglomerados de Sant Miquel del Montclar; 27, Lutitas y areniscas del Salinar; 28, Yesos de Barbastro; 29, Fm Peraltila (y Solsona al E); 30, Conglomerados de Peralta y Calasanz; 31, Fm Campodarbe; 32, Yesos de Puente La Reina; 33, Fm Mués; 34, Fm Sangüesa. Unidad T4: 35, Fm Tárrega; 36, Fm La Fatarella; 37, Fm Mequinena; 38, Fm Torrente de Cinca; 39, Fm Caspe; 40, Fm Sariñena; 41, Conglomerados de Santa Cilia; 42, Fm Uncastillo; 43, Yesos de Zaragoza; 44, Yesos de Falces = Tafalla; 45, Fm Ujué; 46, Yesos de Lerín; 47, Fm Nájera; 48, Conglomerados del Perdón.



**Figura 6.4.-** Panel de correlación del Neógeno de la Cuenca del Ebro. *Unidades litoestratigráficas:* 1, Conglomerados del Perdón; 2, Fm Ujué; 3, Fm Nájera; 4, Fm Alfaro; 5, Conglomerados de Fitero; 6, Fm Uncastillo; 7, Fm Sariñena; 8, Calizas de Miranda de Arga; 9, Yesos de Cerezo de Río Tirón; 10, Yesos de Ribafrecha; 11, Fm Tudela; 12, Fm Alcubierre; 13, Yesos de Zaragoza; 14, Yesos de Ablitas; 15, Conglomerados de Serradero y Yerga; 16, Yesos de Perdiguera; 17, Calizas del Puerto de la Brújula; 18, Calizas de La Muela de Borja.

### Oligoceno

Durante el intervalo Eoceno terminal- Mioceno basal se depositaron dos nuevas UTs en la cuenca: La unidad T3 (Priabonense superior- Rupeliense, según los yacimientos estudiados por Anadón y Feist, 1981; Anadón *et al.*, 1987, 1992 a; Agustí *et al.*, 1987; Álvarez Sierra *et al.*, 1987, 1990) y la unidad T4 (Chattiense-Ramblense). Esta última unidad es la más rica en yacimientos de mamíferos, concentrados sobre todo en el sector occidental y en el este del sector central (Crusafont *et al.*, 1966; Cabrera, 1983; Cuenca, 1983, 1985; Pérez *et al.*, 1985; Muñoz, 1992; Álvarez Sierra, 1987; Álvarez Sierra *et al.*, 1987, 1990; Martínez Salanova, 1987; Agustí *et al.*, 1987, 1988 b; Lacombe y Martínez Salanova, 1988; Cuenca y Canudo, 1991; Cuenca *et al.*, 1992). Ambas unidades han sido objeto de estudios magnetoestratigráficos en los sectores oriental y central de la cuenca (Fig. 6.6). En el borde pirenaico, Hogan y Burbank (1996) analizaron el paleomagnetismo de los materiales detríticos de una parte de las unidades T4 y T5, pero según Arenas *et al.* (2001) ofrecen dataciones excesivamente antiguas.

La unidad T3 evoluciona según un ciclo granodecreciente-granocreciente. Su límite inferior es una ruptura sedimentaria, localmente discordancia sinectónica (Sant Miquel de Motclar y Montsant en el sector oriental; Gatún en el occidental). Está formada por materiales detríticos continentales en los tres márgenes de la cuenca (Fms Solsona y Artés, Peraltila, Campodarbe, Sangüesa, Mués). El depocentro de la cuenca se sitúa próximo al margen pirenaico y alberga potentes y extensas formaciones evaporíticas (Yesos de Barbastro, Yesos de Puente La Reina, Fig. 6.3).

La unidad T4 representa el final del registro sedimentario en el sector oriental de la cuenca. Su evolución es compleja y puede presentar variaciones de detalle dentro de un mismo sector (Fig. 6.6), a causa de la actuación de estructuras locales que modifican la distribución del drenaje de los sistemas sedimentarios provenientes de los bordes de la cuenca. Su límite inferior es una ruptura sedimentaria (cambio de granocreciente a granodecreciente en la evolución vertical) que se reconoce como discordancia sinectónica en el margen ibérico (Anguiano, Préjano), en el margen pirenaico (Gallipienzo) y en el interior de la cuenca en relación con la actividad de láminas que afectan al zócalo (Puigmoreno, Fig. 6.3). En el sector occidental y en el margen pirenaico del sector central la evolución de la unidad consiste en dos ciclos granodecrecientes-granocrecientes separados por una discordancia sinectónica visible, p. ej., en Barbarín y Agüero. Existen pues criterios suficientes para dividir la UTs T4 en dos, y así se establece en la Fig. 6.6 con la diferenciación de T4a y T4b. Sin embargo, como puede inferirse de la Fig. 6.3, esta diferenciación no es siempre factible en el margen ibérico del sector central, con lo que resulta poco práctica a efectos de cartografía del conjunto de la cuenca. La UTs T4 integra depósitos detríticos en los tres márgenes de la cuenca; en ellos se han definido numerosas formaciones, algunas de las cuales se comparten con la UTs T3: Fms Flix, Margalef, Blancafort, Montsant, Caspe, Sangüesa, Mués; y otras con la UTs T5: Sariñena, Uncastillo, Ujué, Nájera. Al este, estas formaciones enmarcan unidades carbonatadas como las Calizas de Mequinenza, Torrente de Cinca y La Fatarella, mientras que en los sectores central y occidental el centro de la

cuenca está ocupado por potentes sucesiones evaporíticas: Fms. Zaragoza, Falces = Tafalla, y Lerín, que incluye los Yesos de Los Arcos. La máxima subsidencia se alcanza en esta unidad en el sector occidental, con un pronunciado surco en que se superan los 3200 m de potencia.

### Mioceno

A lo largo del Mioceno, entre el Ageniense y el Turoliense?, se han diferenciado cuatro UTSS neógenas. Su edad ha sido determinada a partir de los yacimientos estudiados por Ruiz de Gaona *et al.* (1946), Santafé *et al.* (1982), Cuenca (1983, 1985), Pérez *et al.* (1985), Valdés *et al.* (1986), Azanza (1986), Martínez Salanova (1987), Álvarez Sierra *et al.* (1990), Azanza *et al.* (1988), Pérez (1989), Cuenca *et al.* (1989, 1992), Cuenca (1991a), Agustí *et al.* (1994a, 2002), y más recientemente mediante la magnetoestratigrafía realizada por Pérez-Rivarés *et al.* (2002, 2004) en la Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, en el sector central de la cuenca, que sitúa la edad de los límites inferiores de las UTSS T5, T6 y T7 en las siguientes edades absolutas: T5, 21,2 Ma; T6, 16,14 Ma y T7, 14,4 Ma. De la Unidad T8 no se tienen dataciones bioestratigráficas ni magnetoestratigráficas, y su edad se propone a partir de los yacimientos ubicados hacia techo de la unidad infrayacente y por comparación con las unidades datadas en la cuenca de Daroca-Calamocha (Ferreiro *et al.*, 1991). En definitiva, la edad de estas unidades, referida a los pisos continentales, queda establecida como sigue: T5, Ramblense-Aragoniense inferior; T6, Aragoniense inferior-Aragoniense medio; T7, Aragoniense medio-Vallesiense; T8, Vallesiense superior-Turoliense?

La unidad T5 aflora extensamente en los sectores central y occidental; en este último se sitúa, de nuevo, el depocentro de la cuenca (Fig. 6.4). La evolución de esta UTSS es también

compleja, como resultado del diferente comportamiento tectónico del Pirineo y del sector ibérico occidental (Camos-Demanda), que continúan activos, y del margen ibérico del sector central de la cuenca, que termina siendo pasivo a partir del Aragoniense inferior. El límite inferior de la unidad es nuevamente una ruptura sedimentaria, cambio de granocreciente a granodecreciente en la evolución vertical, que se manifiesta como discordancia sintectónica en los bordes de la cuenca (p.ej. Agüero y Calcón en el margen pirenaico). Potentes sucesiones detríticas en los márgenes (p.ej. Fms Sariñena y Uncastillo), e invadiendo el surco riojano (Fms Nájera y Alfaro; CD-6-2) gradan hacia el sector central a la formación evaporítica de los Yesos de Zaragoza, orlada al N y O por las formaciones carbonatadas de Alcubierre y Tudela. En posiciones más marginales se reconocen también otras unidades evaporíticas, como los Yesos de Ablitas, Ribafrecha y Cerezo de Río Tirón (Fig. 6.4).

Las restantes unidades miocenas poseen ya afloramientos limitados como consecuencia del ulterior vaciado erosivo (Fig. 6.5). Se encuentran adosadas al borde ibérico de la cuenca, donde consisten en depósitos detríticos que llegan a sumar potencias de hasta 550 m en el sector occidental (Conglomerados de Serradero y Yerga) y en reducidos afloramientos de calizas próximos a dicho borde (Calizas del Puerto de la Brújula y de la Muela de Borja). Las unidades T6 y T7 se han conservado también parcialmente en áreas limitadas del centro (Sierras de Alcubierre, Montes de Castejón, La Plana de Zaragoza, La Muela, La Plana Negra) como relieves estructurales labrados en la formación carbonatada de Alcubierre (CD-6-3), tanto al N como al S del Ebro (Figs. 6.4 y 6.5). Estas unidades se presentan cabalgadas por el macizo de Cameros-Demanda, mientras que muestran un solapamiento expansivo sobre el margen ibérico del sector central.

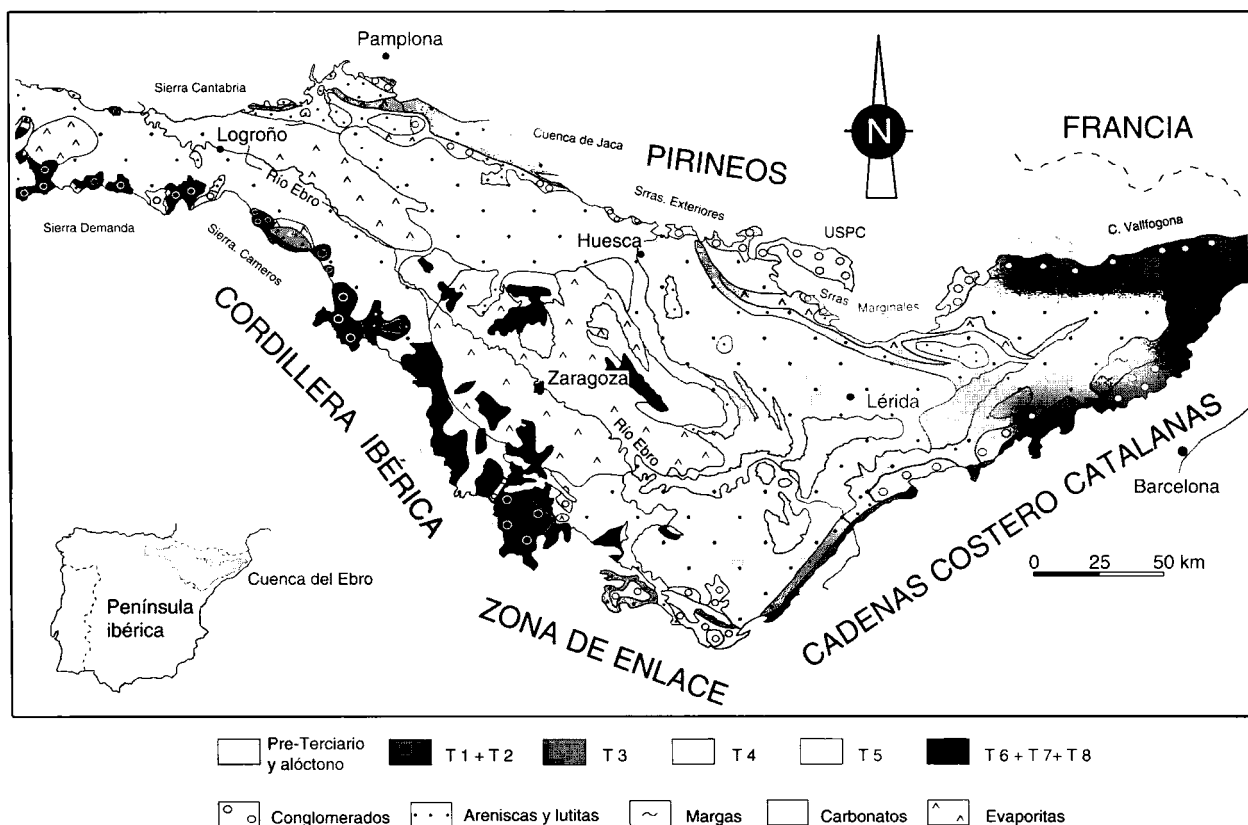
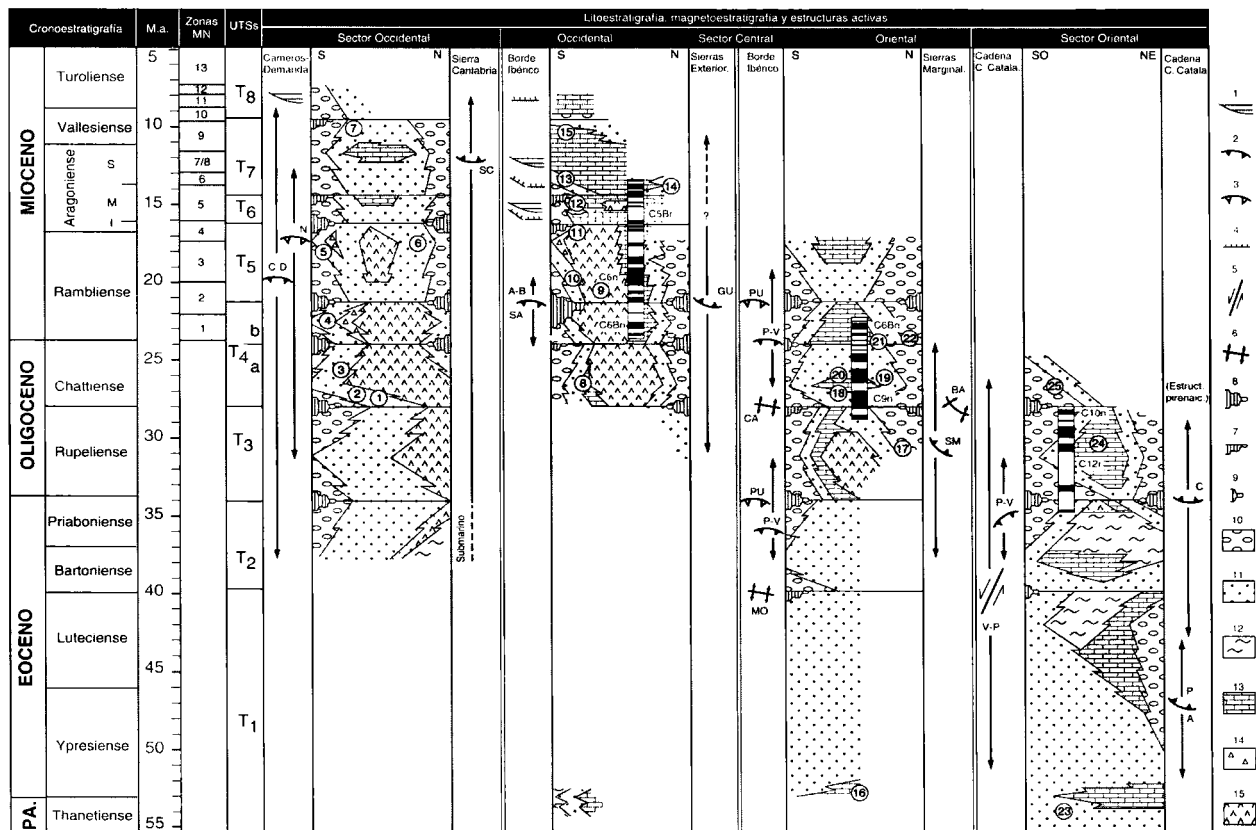


Figura 6.5.- Cartografía de las Unidades Tectosedimentarias (T1 a T8) de la Cuenca del Ebro. Modificado de Alonso-Zarza *et al.* (2002).



**Figura 6.6-** Cronoestratigrafía, evolución de las UTs caracterizadas en cada sector, magnetoestratigrafía y actividad de las estructuras de los bordes de la Cuenca del Ebro. *Leyenda:* 1, solapamiento expansivo (*onlap*); 2, lámina de cabalgamiento; 3, lámina de zócalo; 4, falla normal; 5, falla de desgarre; 6, anticlinal; 7, discordancia angular; 8, discordancia sintectónica; 9, idem de carácter local; 10, conglomerados; 11, Lutitas y areniscas; 12, margas; 13, carbonatos; 14, evaporitas marginales; 15, evaporitas centrales. (En gris, facies marinas). *Estructuras:* A, lámina del Ampurdán (o Figueras-Montgrí); A-B, arco de Aguilón-Belchite; BA, anticlinal de Barbastro; C, lámina de Cotiella; CA, anticlinal de Calanda; C-D, lámina de Cameros-Demanda; GU, lámina del Guarga; MO, anticlinal de Montalbán; N, láminas de zócalo de Nájera, Arnedo y Baños de Río Tobía; P, lámina de Pedraforca; PU, lámina de zócalo de Puigmoreno; P-V, sistema de cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós; SA, Sierra de Arcos; SC, lámina de Sierra de Cantabria; SM, láminas de las Sierras Marginales; V-P, fallas de desgarre del Vallés-Penedés, El Camp y Gadesa-Ulledmolins. *Yacimientos (números con círculo):* 1, Bergasa y Arnedo; 2, Autol; 3, Quel y Carretil; 4, Islallana y Fuenmayor; 5, Los Agudos; 6, Miranda de Arga; 7, Cellorigo; 8, Las Torcas; 9, Barranco de Las Foyas, Ereta de las Monjas, Paridera del Cura, San Juan y La Galocha; 10, Tudela I y II; 11, Tarazona y Monteagudo; 12, Villanueva de Huerva; 13, Moyuela; 14, San Caprasio 214; 15, El Busto y La Ciesma; 16 y 23, Vidaliella gerundensis y carófitas; 17, Peraltilla; 18, Mina Pilar; 19, Torrente de Cinca 4, 7 y 18 y Fraga 4 y 6; 20, Fraga 7, Velilla de Cinca 5 y Ballobar 12; 21, Fraga 11, Torrente de Cinca 68, Clara, Ballobar 21 y Ontiñena; 22, Santa Cilia; 24, Calaf; 25, Gadesa. Cronología de las biozonas de mamíferos, según Agustí *et al.* (2001). Magnetoestratigrafía según Agustí *et al.* (1994 a); Barberà *et al.* (2001) y Pérez-Rivarés *et al.* (2002 y en prensa).

La unidad T6 posee una evolución granodecreciente. Su límite inferior es una ruptura sedimentaria que consiste en un cambio de granocreciente a granodecreciente, correlativa en el sector occidental a una discordancia sintectónica (Ledesma de La Cogolla), o en la sucesión de dos evoluciones granodecrecientes separadas por un salto granulométrico brusco. En el sector central, este límite se reconoce en la sustitución neta de la sedimentación evaporítica de la Fm Zaragoza por la carbonatada de la Fm Alcubierre (Fig. 6.6).

La unidad T7 evoluciona según un ciclo granodecreciente-granocreciente. En el sector central este ciclo es fuertemente asimétrico y supone la progradación de facies detríticas de procedencia norte que alcanzan localmente las proximidades del margen ibérico de la cuenca (Fig. 6.6).

La unidad T8 posee una evolución granodecreciente. Su ruptura basal se reconoce como discordancia en las facies detríticas del sector occidental (Yerga). En el sector central la unidad presenta detríticos en la base y culmina con las Calizas de La Muela de Borja, únicas en la sucesión terciaria de la Cuenca del Ebro por sus potentes facies oncolíticas y tobá-

ceas (Castiella, 1977; Pérez, 1989; Vázquez-Urbez *et al.*, 2002).

## 6.2.2. Paleogeografía

En la Cuenca del Ebro, los depósitos marinos y transicionales afloran únicamente en el sector oriental, al E de la línea Oliana-Igualada, y se han reconocido en sondeos en el resto de este sector, así como en algunos otros sondeos en los sectores central y occidental. Son el testimonio de la etapa de cuenca de antepaís surpirenaica no despegada; mientras que hacia los márgenes ibérico y catalánide los depósitos correlativos son continentales (Fig. 6.3). Estos depósitos marinos y transicionales, de edad Eoceno, consisten en margas y carbonatos de plataforma y detríticos costeros y deltaicos. La sedimentación marina termina con una situación de cuencas restringidas en las que se generaron importantes depósitos evaporíticos. A partir del Priaboniense superior la Cuenca del Ebro entra en situación endorreica, contexto en que, hasta el Vallesiense, se depositarán las unidades T3 a T7 mediante un

conjunto de sistemas de abanicos aluviales y fluviales procedentes de los márgenes y de sistemas lacustres evaporíticos y carbonatados en posición central. Estos sistemas lacustres experimentan desplazamientos hacia el sur en función del levantamiento de los Pirineos. En la UTS T8, tanto la aparición de facies correspondientes a un sistema fluviolacustre como el análisis de isótopos estables (Vázquez-Úrbez *et al.*, 2002, 2003) apuntan de nuevo al exorreísmo, fenómeno que supone el vaciado erosivo de la cuenca hacia el Mediterráneo y que se iniciaría entre los 12,5 y los 8,5 Ma, según García-Castellanos *et al.* (2003).

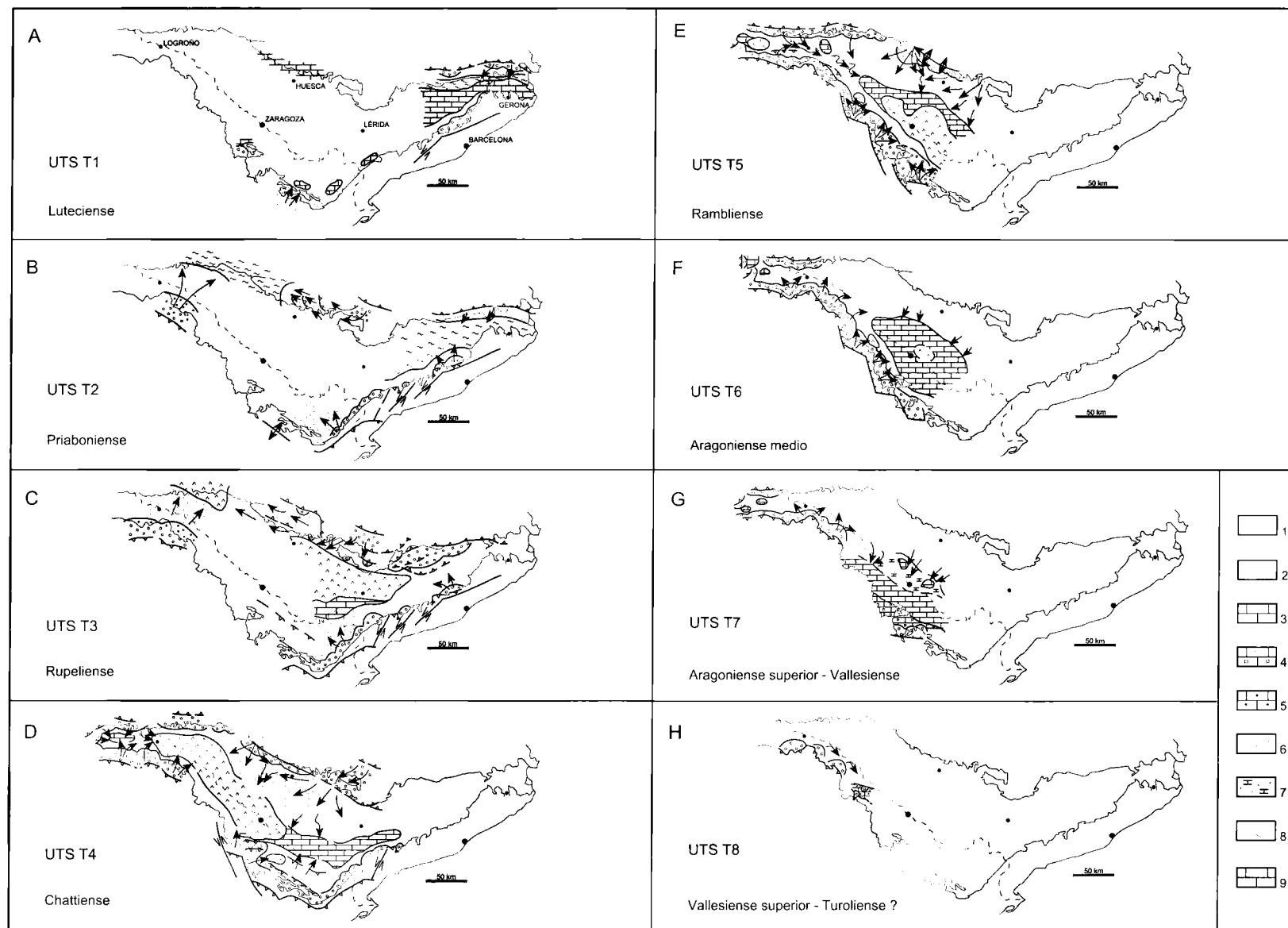
La evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro estuvo controlada esencialmente por la actividad tectónica que estructuró progresivamente las cadenas circundantes (Fig. 6.6), condicionando la topografía y extensión de las áreas fuente, la orientación de los márgenes de la cuenca y la variación en las tasas de subsidencia y aporte sedimentario a lo largo del Terciario. El juego de estos dos últimos factores determinó los momentos de progradación (relación aporte/subsidencia creciente) o retrogradación (relación aporte/subsidencia decreciente) de los sistemas aluviales y fluviales y, paralelamente, de retracción o expansión de los sistemas lacustres centrales. En estos últimos, las variaciones en el nivel de base, determinadas por factores climáticos, jugaron también un papel relevante en la distribución espacial y temporal de las facies (Arenas y Pardo, 1999, 2000; Luzón *et al.*, 2002).

La estructuración de la cadena pirenaica comenzó en el Cretácico superior con la convergencia entre las placas Ibérica y Europea. Las fallas extensionales del Cretácico inferior se invierten y se registran las primeras etapas de emplazamiento de láminas cabalgantes. Al inicio del Paleoceno se establece una geometría de cuenca de antepaís en el Pirineo oriental (Puigdefàbregas y Souquet, 1986), con emersión de relieves y sedimentación de facies continentales (Facies Garum o Fm Tremp), mientras que en el Pirineo central y occidental subsisten las facies marinas. Los esfuerzos en este límite de placas se transmiten al interior de la placa Ibérica y las cuencas mesozoicas intraplaca (Ibérica y Costercatalana) también se invierten, pasando a ser áreas fuente de la futura Cuenca del Ebro desde el Paleoceno. El margen ibérico se comportará como un margen cabalgante hacia el N en sus segmentos orientados E-O, como Cameros-Demanda y Zona de Enlace, y presenta estructuras con componente de desgarre dextral allí donde su orientación es NO-SE (Guimera, 1983, 1984). En el margen catalánide, de orientación general NE-SO, las estructuras con componente de desgarre, en este caso sinistral, tienen una importancia notable (Anadón *et al.*, 1985b; Anadón y Marzo, 1986). La actividad tectónica compresiva continúa hasta el Mioceno superior, tal como se aprecia en los márgenes N y S del sector occidental de la cuenca, pero a lo largo del Mioceno se superpone una actividad extensional que progresa desde el Golfo de Valencia hacia el oeste, afectando al ámbito de las cadenas Costercatalanas e Ibérica. En esta última, el margen correspondiente al sector central adquiere un carácter pasivo a partir del Aragoniense medio. En la figura 6.7 se esquematiza la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro mediante la distribución areal de facies y paleocorrientes en determinados momentos de cada una de las UTSs.

La unidad T1 se depositó pues en el ámbito de la cuenca de antepaís surpirenaica. En el área de la actual Cuenca del Ebro la mayor parte de los afloramientos de los sectores central y oriental corresponden, al inicio de la unidad, a depósi-

tos de llanuras aluviales distales de procedencia meridional y oriental asociadas con áreas lacustres-palustres. Estos sistemas aluviales conectaban en el área pirenaica con medios marinos: en este ámbito tendrá lugar la actividad de las láminas cabalgantes de Cotiella (Barnolas, 1992), en la Unidad Surpirenaica Central, Pedraforca y Ampurdán (Puigdefàbregas *et al.*, 1986) al E de la Unidad Surpirenaica Central y Lakora (Teixell, 1992; Teixell y García-Sansegundo, 1995) al O de la Unidad Surpirenaica Central. Al comienzo del Ypresiense (Ilerdiense), en una situación de calma tectónica, un episodio transgresivo dio lugar a la extensión de las plataformas carbonatadas hasta el NE de la cuenca (Fm Orpí). En el Ypresiense superior (Cuisiense), el emplazamiento de las láminas cabalgantes citadas -con el consiguiente incremento de la subsidencia por carga tectónica- origina, en el ámbito pirenaico, los surcos turbidíticos de Ripoll y Jaca al E y O, respectivamente, de la Unidad Surpirenaica Central (Puigdefàbregas *et al.*, 1992). En los márgenes pasivos meridionales de estos surcos se desarrollan plataformas carbonatadas que, en el sector oriental, muestran episodios de hipersalinidad. Mientras, el margen catalánide suministra un volumen importante de terrígenos en relación con la actividad de la falla del Vallés-Penedés (Anadón *et al.*, 1985b). En el Luteciense (Fig. 6.7a), el desmantelamiento de los relieves creados por las láminas de Pedraforca y del Ampurdán, elevadas además por el emplazamiento inicial de láminas de zócalo (manto del Cadí y apilamiento antiformal del Freser), da lugar a la progradación de sistemas deltaicos de procedencia septentrional. La Fm Banyoles representa el prodelta de estos sistemas, mientras que los depósitos de plataforma carbonatada (Fm Tavertet) se disponen transgresivos hacia el margen pasivo catalánide, en el que se originan simultáneamente los depósitos aluviales de la Fm Romagats. En cualquier caso, la unidad T1 es una unidad comprensiva definida a partir de la sedimentación continental de la Cuenca del Ebro, frente a la complejidad reconocida en el área pirenaica, donde equivaldría a las secuencias TE1 a TE5 establecidas por Puigdefàbregas y Souquet (1986).

La unidad T2 (Fig. 6.7b), en el sector oriental, se inicia con el final del emplazamiento de estructuras pirenaicas como el apilamiento antiformal del Freser. Comienza con un episodio transgresivo que alcanza la actual Cuenca del Ebro (areniscas y carbonatos litorales de la Fm Collbàs); posteriormente, con el avance del manto del Cadí, tiene lugar una nueva progradación de los sistemas deltaicos de origen septentrional, cuyos depósitos de prodelta (Fm Igualada) se extienden ampliamente por el sector, enmarcados por la formación arrecifal de Tossa en su borde externo. Mientras, desde el sur progradan los sistemas de abanicos aluviales procedentes de las Catalánides (Fm Montserrat), donde son activas las fallas de desgarre del Vallés-Penedés y Falset (Anadón *et al.*, 1985b). Como consecuencia, la sedimentación marina se ve desplazada hacia el oeste y evoluciona, posiblemente en relación con una caída del nivel del mar, hacia condiciones restringidas, culminando con el macrociclo evaporítico de la Fm Cardona que implica sucesivamente sulfatos, halita, silvina y carnalita (Busquets *et al.*, 1985). En los Pirineos centrales son activas las láminas de las Sierras Marginales, en el extremo sur de la Unidad Surpirenaica Central, y de Gavarnie, al oeste de la Unidad Surpirenaica Central. La sedimentación turbidítica ha terminado en la cuenca de Jaca y el sistema fluvial pirenaico de la Fm Campodarbe, procedente de la Unidad Surpirenaica Central, progresa hacia el ONO siguiendo el depoeje de la cuenca y



**Figura 6.7.-** Evolución paleogeográfica de la Cuenca del Ebro: Distribución de facies y paleocorrientes en las sucesivas UTS. *Legenda:* 1, Conglomerados, areniscas y lutitas. Sectores proximales de abanicos fluviales y aluviales. 2, Lutitas y areniscas. Sectores distales de abanicos fluviales y aluviales y abanicos deltaicos (llanura y frente deltaico). 3, Calizas y margas. Sistemas lacustres y palustres carbonatados. 4, Calizas, margas y areniscas. Sistemas lacustres con afinidad marina. 5, Calizas oncolíticas y tobáceas. Sistemas fluviolacustres. 6, Yesos y margas. Sistemas lacustres evaporíticos. 7, Lutitas, areniscas y calizas. Área de expansión-retracción de los sistemas lacustres de la UTS T7. 8, Margas. Prodeltas y plataformas marinas externas. 9, Calizas y margas. Plataformas carbonatadas.



conecta, a través de un sistema deltaico (Fm Belsué), con los depósitos marinos de las Margas de Pamplona (prodelta-plataforma externa), sintectónicos con algunos de los pliegues N-S de las Sierras Exteriores. En el margen ibérico, la actividad de los cabalgamientos de Portalrubio-Vandellós y de Cameros-Demanda determina igualmente la progradación hacia el N de sistemas de abanicos fluviales que, en el sector occidental de la Cuenca del Ebro, llegan a conectar con el final de la sedimentación marina en condiciones restringidas (Fm evaporítica de Pamplona).

La unidad T3 (Fig. 6.7c) registra ya una situación plenamente continental en la cuenca surpirenaica de antepaís. Los tres márgenes de la cuenca son tectónicamente activos y suministran detríticos mediante sistemas de abanicos fluviales y aluviales. Al NE, la emersión del frente del manto del Cadí (cabalgamiento de Vallfogona) forma el límite norte de la actual Cuenca del Ebro a la que nutre con el sistema fluvial de la Fm Solsona y se originan pliegues sinsedimentarios dentro de la cuenca (p.ej. Puigreig y Sanjaume, Del Santo *et al.*, 2000) por despegue a favor de la Fm Cardona. Sobre la Unidad Surpirenaica Central se emplaza el sistema fluvial de Peraltilla que incluye la Zona Axial entre sus áreas fuente (Senz y Zamorano, 1992), mientras al oeste de la Unidad Surpirenaica Central la lámina del Guarga inicia la estructuración de las Sierras Exteriores, despega una parte de la antigua cuenca surpirenaica de antepaís, la cuenca de *piggy-back* de Jaca, y preconfigura el límite actual de la Cuenca del Ebro en este sector. Al N y al S de las Sierras Exteriores, ambas cuencas son alimentadas por el mismo sistema fluvial (Fm Campodarbe) que continúa fluyendo hacia el ONO desde la Unidad Surpirenaica Central. En el sector occidental, finalmente, emerge la lámina de la Sierra de Cantabria, hasta ahora submarina. En el conjunto de la cuenca, los sistemas aluviales alimentan a extensos sistemas lacustres evaporíticos que se ubican tanto al NE como al NO (Fms Barbastro y Puente La Reina, respectivamente). En el sector oriental existen, además, sistemas lacustres carbonatados (Fm Calaf), estratigráficamente más altos que el de la Fm Barbastro. Al final de la unidad, la progradación de los sistemas aluviales procedentes de los márgenes conduce a la desaparición o al desplazamiento hacia el S de los sistemas lacustres.

La unidad T4 (Fig. 6.7d) se inicia con una configuración de la cuenca próxima a la actual. La actividad en la lámina del Guarga eleva la Cuenca de Jaca incorporándola a las áreas fuente de la Cuenca del Ebro y el sistema fluvial longitudinal de Campodarbe es sustituido por el sistema radial de abanicos fluviales y aluviales de la Fm Uncastillo. Más al E, en la Unidad Surpirenaica Central, se ubica su equivalente, la Fm Sariñena, cuya parte alta fosiliza el anticlinal de Barbastro y las láminas de las Sierras Marginales. Los sistemas citados, y otros procedentes de los tres márgenes de la cuenca, efectuaban su descarga en un amplio sistema lacustre evaporítico que se extendía desde el sector central (Fm Zaragoza) hasta el occidental (Fms Falces y Lerín). Este sistema presenta al E una orla de carbonatos lacustres someros (Fms Mequinenza y Torrente de Cinca). La actividad de las estructuras tectónicas fue compleja, especialmente en los márgenes ibérico y pirenaico del sector occidental, donde los abanicos muestran dos ciclos de retrogradación-progradación separados por una discordancia reconocible también en el sector central, en las Sierras Exteriores. En el sector occidental se alcanza un máximo en la subsidencia (más de 16 cm/ka, según Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997) y se aprecia el desplazamiento del sistema lacustre hacia el S a lo largo de

la unidad. En el área de La Bureba, al O del río Oja, se registra por primera vez actividad tectónica en el frente de la Plataforma Burgalesa (Arco de Rojas-Santa Casilda; Rodríguez-Cañas *et al.*, 1994), que se desplaza hacia el SE y, hasta el Aragoniense superior-Vallesiense, UTS T7, es el área fuente de sucesivos sistemas aluviales. En el margen ibérico del sector central la actuación de estructuras como los anticlinales de Belchite y La Ginebrosa, determinan también la aparición de discordancias locales. El anticlinal de La Ginebrosa fuerza una evolución diferente para el techo de la unidad en el SE del sector (T4b, Fig. 6.6), al perturbar con su levantamiento un sistema de abanicos de procedencia más meridional (González, 1989; Luzón y González, 2000). Con la unidad T4, por otra parte, termina el registro sedimentario en el sector oriental de la cuenca.

La unidad T5 (Fig. 6.7e) continúa el panorama paleogeográfico del final del Paleógeno. Tras la progradación de los sistemas aluviales en el entorno del límite T4-T5, relacionado con otro periodo de relación aporte/subsidencia creciente en los márgenes pirenaico e ibérico, se asiste a una nueva expansión del sistema evaporítico central que, sin embargo, reduce su extensión con respecto al máximo alcanzado en la UTS T4, al tiempo que se desplaza hacia el S. La Fm Zaragoza aparece ahora enmarcada por una amplia franja de depósitos lacustres carbonatados, tanto al N (Fm Alcubierre), como al O (Fm Tudela). Esta relación obedece, según Arenas y Pardo (1999) a un control climático y, posiblemente, a un fuerte contraste hidrológico entre los márgenes lacustres septentrional y meridional. En el sector occidental, los abanicos fluviales procedentes de los márgenes N y S dan lugar a un sistema meandriforme que fluye hacia el área lacustre central siguiendo el eje de la cuenca (CD-6-2), y que aísla al O un sistema evaporítico menor (Yesos de Cerezo de Río Tirón, en la subcuenca de La Bureba). No es éste el único sistema lacustre de reducidas dimensiones que se reconoce en la UTS T5: a lo largo del margen ibérico, en áreas interabanicos, se encuentran los Yesos de Ribafrecha y de Ablitas (Salvany, 1989; Salvany *et al.*, 1994). Además de la actividad en los márgenes de la cuenca, las láminas de basamento de Nájera, Baños de Río Tobía y Arnedo alcanzan su máxima actividad en el sector occidental, quintuplicando la potencia de la unidad al N de las mismas y configurando así el surco neógeno riojano.

La unidad T6 (Fig. 6.7f) se inicia tras un nuevo máximo en la relación aportes/subsidencia y en un marco en que los márgenes de la Cuenca del Ebro tienen ya prácticamente la posición actual. El sistema lacustre central experimenta un cambio fundamental y pasa a ser esencialmente carbonatado somero; es decir, la Fm Zaragoza es sustituida en la vertical por la Fm Alcubierre, hasta ahora lateral a la primera (CD-6-3). Existen, sin embargo, incursiones evaporíticas dentro del sistema lacustre carbonatado de la unidad T6, si bien de escasa extensión de afloramiento, como es el caso de los Yesos de Perdiguera (Arenas y Pardo, 1997). Este sistema carbonatado se extiende más hacia el S que su antecesor evaporítico de la unidad T5 como consecuencia, por una parte del posible levantamiento del área pirenaica, y por otra del comportamiento pasivo del margen ibérico del sector central a partir del Aragoniense inferior. La consiguiente degradación del relieve en este margen hace que los abanicos procedentes del mismo reduzcan progresivamente sus dimensiones y que las unidades T6 y T7 solapen expansivamente hacia el S. Este comportamiento no se observa en el sector occidental de la cuenca donde, por el contrario, son activos tanto el cabalga-

miento de Cameros-Demanda como los de Sierra de Cantabria y Arco de Rojas-Santa Casilda (Muñoz, 1992; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

La unidad T7 (Fig. 6.7g) mantiene la misma tendencia en cuanto a actividad en los márgenes. Como consecuencia, los sistemas fluviales pirenaicos, de los que sólo se conservan los depósitos distales, progradan hacia el S, desplazando al sistema lacustre carbonatado central hacia posiciones aún más meridionales. Al S de los paleorrelieves de Mezalocha y Fuendetodos este sistema presenta rasgos diferenciales en cuanto a su dinámica, caracterizada por estructuras de oleaje y tormentas (Pérez *et al.*, 1986-87), y asociación faunística, de afinidad marina (Anadón, 1989). Los abanicos fluviales de procedencia septentrional y occidental, tras algunos episodios de retrogradación -y paralela expansión del sistema lacustre- experimentan su máxima progradación al final de la unidad, y sus depósitos distales alcanzan las proximidades del margen ibérico en el sector central.

La unidad T8 (Fig. 6.7h) es de difícil reconstrucción por la escasez de afloramientos. Cameros-Demanda continuó siendo un área fuente activa, y sus aportes, quizá junto con los de procedencia septentrional, alcanzaron al inicio de la unidad la parte más suroccidental del sector central de la cuenca, en el área de la Muela de Borja. Posteriormente, ya en el Turoliense?, los sistemas aluviales fosilizan el cabalgamiento de Cameros-Demanda, mientras que en la Muela de Borja se instala un sistema fluviolacustre carbonatado con canales oncolíticos que fluían hacia el E (CD-6-4). El sistema incluye extensas áreas palustres con depósitos de tobas, y recibe aportes de áreas fuente locales intracuenca (conglomerados de clastos de calizas terciarias de procedencia N y S). Como ya se ha señalado, tanto por sus facies como por su geoquímica, Vázquez-Urbez *et al.* (2002, 2003) sugieren para este sistema el significado de un testigo del inicio del exorreísmo en esta área de la cuenca.

### 6.3. CUENCA DEL GUADALQUIVIR

Coordinador: J.A. González-Delgado

Autores: J. Civis, C.J. Dabrio, J.A. González-Delgado, J.L. Goy, S. Ledesma, J. Pais, F.J. Sierro y C. Zazo

La Cuenca del Guadalquivir (Fig. 6.8) es una depresión alargada en dirección ENE-OSO, casi completamente formada por sedimentos blandos. Desde los 800 m de cota en que se sitúan los sedimentos más orientales, hacia el oeste se produce un descenso topográfico gradual hasta alcanzar en Huelva y Cádiz el nivel del mar. La sedimentación continúa hoy bajo el mar en el Golfo de Cádiz.

Se trata de la última expresión de una cuenca de tipo antepaís situada entre los dominios Atlántico y Mediterráneo: el *foredeep* Bético, originado entre el orógeno Bético del Sur, y el *foreland* Ibérico al norte. Su límite norte está definido por una línea casi recta que separa los materiales paleozoicos y mesozoicos del basamento de Sierra Morena de los cenozoicos. Este contacto ha sido comúnmente referido como "falla del Guadalquivir", pero los sondeos y perfiles sísmicos actuales permiten afirmar que se trata de una flexura en el basamento.

En su mitad norte, los sedimentos que afloran en superficie son autóctonos, mientras que su mitad sur la forman olistostromas con materiales del Mesozoico y Cenozoico, con disposición caótica, procedentes del Subético. Como en las cuencas típicas de antepaís, el margen norte (pasivo) se

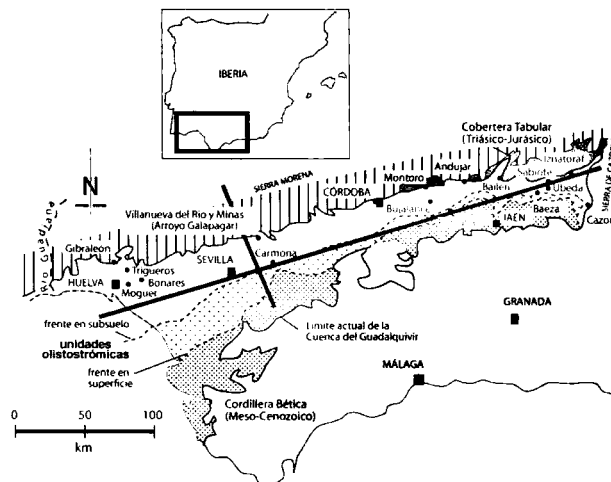


Figura 6.8.- Esquema geológico de la Cuenca del Guadalquivir

caracteriza por una gradual profundización del basamento hacia el sur. El margen sur presenta un frente mucho más irregular, debido a la actividad del orógeno bético.

#### 6.3.1. Arquitectura estratigráfica

El relleno sedimentario de la Cuenca del Guadalquivir se puede dividir en varias unidades que se han descrito en cuatro trabajos. Martínez del Olmo *et al.* (1984) y Ríaza y Martínez del Olmo (1996) distinguieron siete secuencias estratigráficas a partir de datos de sísmica y sondeos. Por otro lado, Sierro *et al.* (1990, 1996) dividieron los materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario en cinco secuencias de depósitos (o "deposicionales"), en parte coincidentes con las anteriores (Fig. 6.9), a partir de la correlación de eventos en el plancton calcáreo y las denominaron A a E.

Estas unidades tienen una morfología de sección sigmoidal debida a la progradación centripeta a partir de los márgenes norte, este y sur de la cuenca de antepaís. Las secciones de la cuenca indican que la progradación comenzó en las zonas orientales de la cuenca hace unos 8 Ma y continúa actualmente en el Golfo de Cádiz (Figura 6.10). Cada una de estas unidades está constituida por facies de plataforma, pendiente (talud), pie del talud y cuenca, que al progradar produjeron una megasecuencia de tendencia general granocreciente. Las facies de plataforma son areniscas fosilíferas que pasan hacia el mar a alternancias de limos y arcillas. Las facies de pendiente o talud son arcillas con fracción terrígena dominante sobre la biogénica, en las que los datos paleontológicos revelan elevadas tasas de sedimentación y pendientes de depósito relativamente altas (localmente superan el 10%). Las facies de pie de talud corresponden a turbiditas en cuerpos alargados según el eje mayor de la cuenca con facies de canal, *levee* y lóbulo (Martínez del Olmo *et al.*, 1984; Suárez *et al.*, 1989), alimentadas desde el borde oriental de la cuenca donde llegan a aflorar (Sierro *et al.* 1990, 1995). Estas turbiditas muestran un carácter cíclico marcado por encajamiento de un canal y depósito del sistema canal-*levee*-lóbulo durante las caídas eustáticas y abandono del sistema durante los ascensos y niveles del mar altos (Suárez *et al.*, 1989). Las facies de cuenca son arcillas hemipelágicas ricas en microfósiles calcáreos planctónicos y bentónicos profundos. La erosión ha desmantelado parte de las sucesiones en la cuenca (Fig. 6.10). La superficie erosiva trunca más

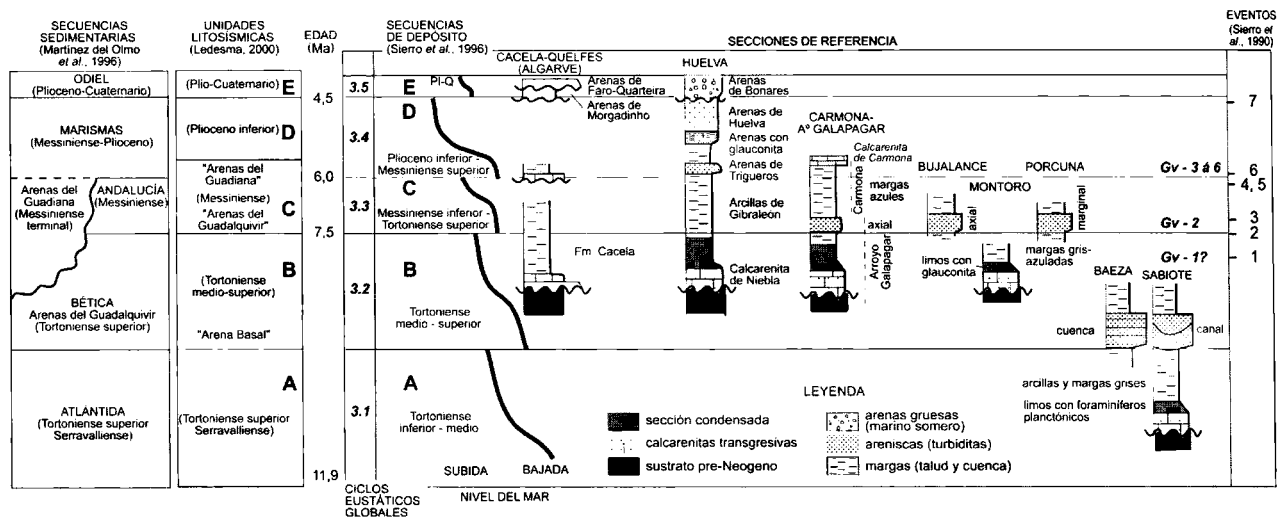


Figura 6.9.- Correlación de secuencias de depósito, eventos del plancton calcáreo y ciclos eustáticos globales.

profundamente las del sector oriental, de manera que allí afloran sedimentos de facies más profundas que en el occidental, donde se conservan los sedimentos de facies más someras.

**Secuencias de depósitos (“deposicionales”)** (Figs. 6.9 y 6.13)

**Secuencia de depósitos A.-** Aflora sólo en la parte oriental de la cuenca, entre Bailén e Iznatoraf. Comprende un término basal calcarenítico, de facies marina somera, que solapa (se apoya en *onlap*) el paleorrelieve pre-neógeno y representa el cortejo de facies transgresivo (TST). Sobre él, otro margo-arcilloso rico en foraminíferos planctónicos que representa el TST tardío y el cortejo de facies de nivel del mar alto (HST).

**Secuencia de depósitos B.-** Aflora en toda la cuenca. Incluye una unidad basal calcarenítica (TST) que solapa el sustrato pre-neógeno septentrional en la parte central de la cuenca. Hacia el este comienza con turbiditas. El resto del TST y el HST están representados por arcillas margosas azules muy ricas en foraminíferos planctónicos. Entre ambas, unos niveles glauconíticos que afloran en Montoro, Arroyo Galapagar y Gibralféon, se interpretan como niveles condensados.

**Secuencia de depósitos C.-** Aflora en los sectores central y oeste del borde septentrional y en la zona axial a favor del abultamiento debido al olistostroma, donde incluye las turbiditas del cuerpo 2. El cortejo de facies de nivel del mar bajo (LST) está representado por las Areniscas de Porcuna, en el margen meridional (Sierra *et al.*, 1990).

**Secuencia de depósitos D.-** El límite inferior de esta secuencia es erosivo y la incisión está rellena por las Arenas del Guadiana (Ríaza y Martínez del Olmo, 1976). Comprende las turbiditas axiales (cuerpos turbidíticos 3 a 6) que se extienden desde Carmona al Golfo de Cádiz (Suárez *et al.*, 1989), generadas a favor de la caída eustática, la parte alta de las Arcillas de Gibralféon y las Arenas de Huelva (Civis *et al.*, 1987). El tránsito entre estas últimas unidades es progresivamente más joven hacia el oeste, siguiendo la progradación general, y está marcado en Huelva por un nivel glauconítico rico en seláceos (tiburones) que se interpreta como el nivel de condensación relacionado con la transgresión del Ciclo 3.4 (Sierra *et al.*, 1996). Hacia el Golfo de Cádiz equivale a la secuencia del Grupo Marismas. En los sondeos perforados en

el eje de la cuenca, la distinción entre las secuencias C y D es muy difícil, por el apilamiento vertical de los cuerpos areniscos turbidíticos que progradan rápidamente hacia el oeste (Gv en Fig. 6.13).

**Secuencia de depósitos E.-** Es la última secuencia marina de la cuenca del Guadalquivir y aflora sólo en la parte occidental bajo facies arenosas, por lo que se le denomina Arenas de Bonares (Mayoral y Pendón, 1987). Se dispone en suave discordancia sobre los términos infrayacentes, según se deduce de estudios paleontológicos.

### 6.3.2. El borde más occidental de la Cuenca del Guadalquivir: Neógeno del Algarve (Portugal)

El neógeno del Algarve se compone de materiales carbonatados del Mioceno inferior y medio, y detríticos del Mioceno superior y Plioceno. Estos materiales se extienden en una franja de dirección E-O, pero en afloramientos aislados, muy condicionados por la tectónica. Las numerosas fallas alpinas de dirección E-O, diapirismo de materiales triásicos, y fracturas N-S, dificultan las correlaciones litológicas (Fig. 6.11). Además, los materiales marinos registran en general ambientes someros, donde los biomarcadores no son muy frecuentes. Algunas secciones estratigráficas han sido datadas utilizando métodos radiométricos (K/Ar), e isótopos estables del Sr obtenidos a partir de conchas de Pectínidos y Ostreidos, megafaunas de invertebrados más abundantes en la zona. Los foraminíferos planctónicos solo están bien representados en el Mioceno superior (Formación Cacerela y espongotitos de Mem Moniz). Los materiales más antiguos del Neógeno corresponden al Mioceno inferior: son biocalcareníicos, y afloran sobre todo en el Algarve occidental, hasta la falla de Quarteira. Hacia el Este aparecen depósitos detríticos del Cuaternario (Arenas de Faro-Quarteira), y del Mioceno superior (Tavira-Cacerela). A partir del Burdigaliense inferior (19,5 Ma) se instaló en el Algarve occidental una extensa plataforma litoral, con carbonatos templados, y gran influencia terrígena (Fm Lagos-Portimao), que se dispone discordante sobre un zócalo Carbonífero, Jurásico o Cretácico. De unos 60 m de espesor, contiene biocalcareníitas amarillas o rosadas masivas, muy fosilíferas.

El comienzo del Mioceno superior coincide con un cam-

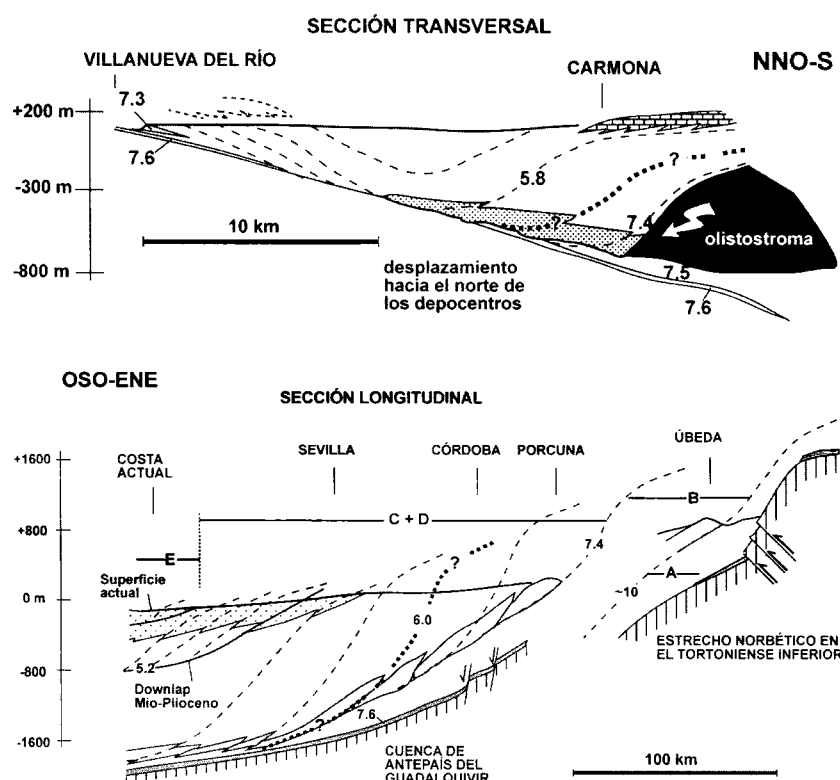


Figura 6.10.- Secciones de la Cuenca del Guadalquivir. a.- Sección transversal. b.- Sección longitudinal

bio en la sedimentación, que pasó a ser esencialmente silici-clástica: conglomerados con costras fosfatadas y glauconita (Praia da Rocha:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  10,7 Ma), o arenas finas con glauconita (Praia de Galé: K/Ar 10,1 Ma) (Antunes y Pais, 1992 a,b; Pais *et al.*, 2000). Entre Quelfes y el río Guadiana se registran, a partir del Tortonense superior (Formación Cace-la), arenas finas y limos de color ocre, que contienen el mejor yacimiento de Moluscos de Portugal –Cace-la–, con más de un centenar de especies (Boucart y Zbyszewski, (1940), Civis *et al.*, 2000.), datado en cerca de 7 Ma. Los Foraminíferos planctónicos carenados presentes permiten correlaciones con los bioeventos PF-1, 2 y 3 de la Cuenca del Guadalquivir (Sierro *et al.*, 1993, 2001; Pais *et al.*, 2000; Legoinha, 2003). La evolución paleogeográfica de los depósitos de la Fm Cace-la es solidaria con la del borde NO de la Cuenca del Guadalquivir.

En el interior del Algarve, en el cruce de la flexura de

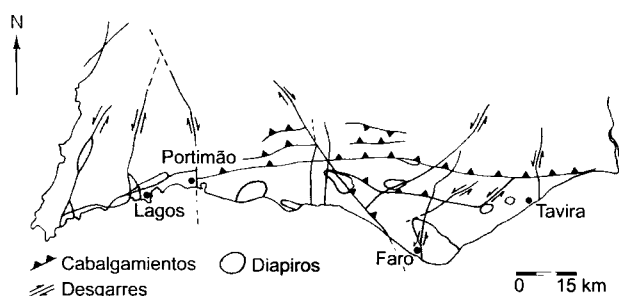


Figura 6.11.- Principales accidentes tectónicos del Algarve (modificado de Ribeiro *et al.*, 1990).

Ribera de Algibre con la falla de Quarteira, a la altura de Mem Moniz, se formó una fosa tectónica durante el Tortonense, donde se acumularon materiales silíceos (“espongolitos”) afectados por tectónica sinsedimentaria. Constituyen los únicos materiales silíceos del Neógeno en Portugal, y son correlacionables con la Fm Cace-la (Antunes *et al.*, 1990); Antunes y Pais, 1992a,b; Kullberg *et al.*, 1992; Pais, *et al.*, 2000; Legoinha, 2003). Los sedimentos del Plioceno se conocen mal ya que la datación es difícil por la ausencia de marcadores micropaleontológicos. Destacan los conjuntos arenosos de ambientes fluviales de la Fm Arenas de Olhos de Agua (Antunes, 1979; Antunes *et al.*, 1981). En su parte alta presentan un pequeño episodio marino litoral, con abundantes vertebrados marinos redepositados. Sobre ellos, arenas con Ostreidos y algunos Pectínidos (destaca *Paliolum (Lissochlamys) excisum*), de ambientes estuarinos, probablemente salobres, datadas como Plasencienses ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  3,0 + 2,5-1,0 Ma). Los depósitos más modernos (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) afloran en Morgadinho y Luz de Tavira (Antunes *et al.*,

1986a,b), consisten en arenas que pasan a margas, arcillas con lignito y calizas lacustres.

### 6.3.3. Eventostratigrafía y Astrocronología

El hecho de que en la Cuenca se han acumulado extensos depósitos de arcillas, con litología muy homogénea, dificulta la correlación. Además, la escasez de afloramientos obliga a trabajar con datos de subsuelo, obtenidos de sondeos o de estudios geofísicos. Para identificar esos niveles de referencia y poder realizar correlaciones intra-cuenca, se han realizado estudios combinados de tipo bioestratigráfico y geofísico de alta resolución que han permitido la identificación de eventos micropaleontológicos isocronos y reflectores sísmicos que pueden ser seguidos a lo largo de la cuenca (Ledesma, 2000). Después de estudiar sondeos perforados desde la zona oriental hasta el Golfo de Cádiz, algunos de testigo continuo, se han identificado varios eventos bioestratigráficos que, junto los perfiles sísmicos, han permitido reconstruir la geometría de la cuenca y su evolución a lo largo del tiempo (Sierro, 1985; Sierro *et al.*, 1993, 1996, 2000; Ledesma 2000; González Delgado *et al.*, 2002; Civis *et al.*, enviado).

Con el desarrollo de la Astrocronología, se ha producido un avance significativo en la precisión alcanzada en las dataciones estratigráficas, al datar los eventos bioestratigráficos mediante la calibración astronómica del ciclo sedimentario en el que dichos eventos tienen lugar. Se ha reconocido la existencia de ciclos sedimentarios de origen astronómico en perfiles sísmicos, de radiación gamma o de resistividad, obtenidos en sondeos realizados en la Cuenca que, calibrados con bioeventos, han permitido datar el depósito con un error inferior a 10000 años (Sierro *et al.*, 2000; Ledesma, 2000).

### Astrocronología del Mioceno superior

Aunque el relleno de la cuenca comenzó en el Mioceno medio, la mayoría del depósito tiene lugar en el Mioceno superior y Plioceno. Durante ese periodo, Sierro *et al.* (1993) han reconocido los siguientes bioeventos a partir de foraminíferos planctónicos (Figs. 6.9 y 6.11):

**Evento PF-1:** Última aparición abundante del grupo de *Globorotalia menardii* sinistrorsa. Este evento ha sido identificado en varias secciones del margen norte de la cuenca (Sierro *et al.*, 1993), así como en varios sondeos (Sierro *et al.*, 1995; Ledesma, 2000). Tiene una edad astronómica de 7,512 Ma (Hilgen *et al.*, 1995) y se ha reconocido repetidamente en el Mediterráneo dentro del cron magnético C4n.1r (Hilgen *et al.*, 1995; Krijgsman *et al.*, 1995).

**Evento PF-2:** Primera aparición abundante del grupo de *Globorotalia menardii* dextrorsa: ha sido localizada en el ciclo F10 en la sección de Faneromeni en Creta y tiene una edad astronómica de 7,355 Ma (Hilgen *et al.*, 1995), situándose en el subcron de polaridad magnética inversa C3Br.2r en las secciones de Metochia, Faneromeni y Kastelli en Grecia y Sicilia (Krijgsman *et al.*, 1995).

**Evento PF-A:** Cambio de enrollamiento de sinistrorso a dextrorso en el grupo de *Globorotalia scitula*: fue reconocido en distintas regiones del Atlántico y Mediterráneo (Sierro *et al.*, 1993), si bien, no ha sido nunca calibrado astronómicamente.

**Evento PF-3:** Remplazamiento del grupo de *Globorotalia menardii* dextrorsa por el grupo de *G. miotumida*: propuesto como indicador para definir el límite Tortoniense-Messiniense en el estratotipo del Norte de Marruecos (Hilgen *et al.*, 2000a,b). Su edad astronómica es de 7.24 Ma (Hilgen *et al.*, 1995) al localizarse en el ciclo F16 y M73 respectivamente en las secciones de Faneromeni y Metochia (Grecia) (Hilgen *et al.*, 1995). Siempre se ha localizado dentro del cron C3Br.1r (Krijgsman *et al.*, 1994, 1997; Hilgen *et al.*, 2000a, b).

**Evento PF-4:** Primer cambio de enrollamiento de sinistrorso a dextrorso en el grupo de los Neoglobobadrinidos. Calibrado con la escala astronómica de tiempo en el Mediterráneo, se le ha asignado una edad de 6,36 Ma (Hilgen y Krijgsman, 1999; Sierro *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2001) ubicándose en el cron C3An.1r (Hooper y Weaver, 1987; Hodell *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 1999, 2001; Sierro *et al.*, 2001).

**Evento PF-5:** Reducción drástica del grupo de *Globorotalia miotumida*: Este grupo prácticamente desaparece hacia el Messiniense superior. Definido por Sierro *et al.* (1993) en la cuenca del Guadalquivir, se ha identificado en el Atlántico norte en la base del cron C3An.1n (Hodell *et al.*, 1994).

**Evento PF-6:** Primera aparición abundante de *Globorotalia margaritae* s.s. No ha sido citado como tal en otras áreas, si bien Hodell *et al.*, 1994 reconocen el acme de *G. margaritae* hacia el techo del subcron C3An.1n que ha sido datado en 6,04 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999, Sierro *et al.*, 2001).

### Astrocronología del Plioceno

En la zona axial del bajo Guadalquivir y en el Golfo de Cádiz se localizan potentes depósitos del Plioceno, donde también se han reconocido varios eventos:

Acme de *Sphaeroidinellopsis*: es bien conocido en el Mediterráneo porque aparece en la base del Plioceno y fue citado por primera vez en el Atlántico por Sierro *et al.* (2000). El techo se localiza en el cron Thvera y tiene una edad astronómica de 5,21 Ma, en el ciclo CR7 de Capo Rossello (Hilgen, 1991).

**Evento PF-7:** Primera aparición de *Globorotalia punctulata*: Identificado en algunas secciones del borde occidental de la cuenca, en el sondeo de testigo continuo "Montemayor" (Moguer, Huelva: González Delgado *et al.*, 2003) y en otros del Golfo de Cádiz. Datado en 4,52 Ma, cron magnético Nunivak (Langereis e Hilgen, 1991; Hilgen, 1991).

Última aparición abundante de *Globorotalia margaritae*: se ha encontrado en varios sondeos del eje de la cuenca en tierra y en el golfo de Cádiz. Es un horizonte muy fiable datado en 3,98 Ma en Capo Rossello dentro del Chron magnético Gilbert (Hilgen, 1991).

Desapariciones de *Sphaeroidinellopsis seminulina* (3,19 Ma) y *Globoquadrina altispira* (3,17 Ma), se producen en el Chron Gauss (Hilgen, 1991; Langereis e Hilgen 1991). Todos los eventos, junto con su datación astronómica y la magnetoestratigrafía, pueden observarse en la Figura 6.12.

### 6.3.4. Evolución paleogeográfica (Fig. 6.13)

El margen norte de la Cuenca del Guadalquivir fue esencialmente pasivo durante el Neógeno, sometido sólo a flexión. Por contra el borde sur, relacionado con el orógeno bético, experimentó surrección y avanzó continuamente hacia el norte a causa del apilamiento tectónico de unidades. De él se desprendieron masas deslizadas que forman el denominado *olistostroma* del Guadalquivir, cuya potencia supera localmente los mil metros. El avance del olistostroma rellenó gran parte de la depresión topográfica de la cuenca de antepaís y sirvió como margen móvil -y continuamente cambiante- de la cuenca sobre el que se depositaron unidades marinas someras y litorales (por ejemplo las calcarenitas de Carmona y Porcuna) en gran parte erosionadas posteriormente.

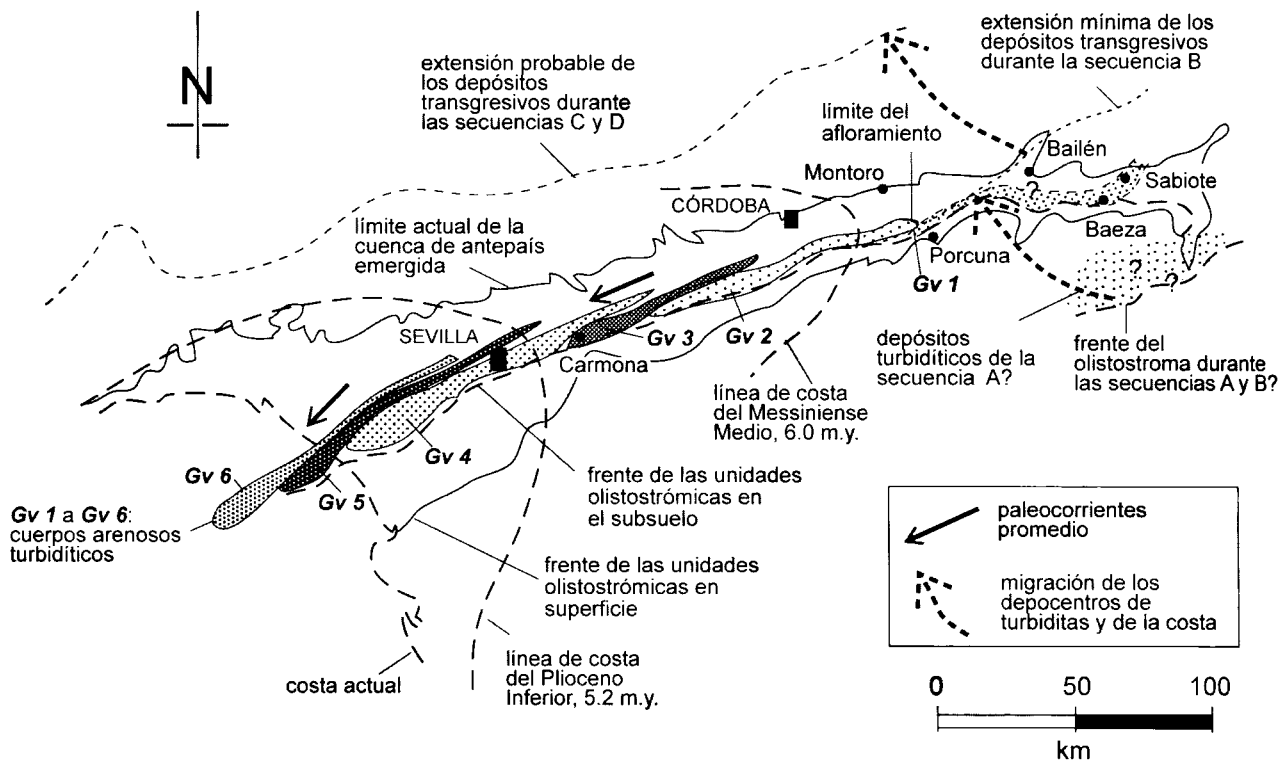
Durante el tiempo en que se depositaron los materiales de la Secuencia "A" (Tortoniense inferior-medio), la cuenca del Guadalquivir aún formaba parte de una cuenca alargada ENE-OSO, que comunicaba los dominios Atlántico y Mediterráneo formando el denominado estrecho Norbético. Este estrecho, junto con otro paralelo a él y situado más al sur, el llamado Sur-Rifeño, que corresponde a la actual Cuenca del Bou-Regreg (Marruecos), compensaban el déficit hídrico del Mediterráneo (donde la evaporación supera la pluviosidad y los aportes fluviales) y, como el actual estrecho de Gibraltar, mantenían un Mediterráneo con ecosistemas parecidos a los actuales. La restricción del estrecho Norbético, y la posterior del Sur-Rifeño, coincidiendo un descenso eustático y levantamiento tectónico, desencadenó la conocida "crisis de salinidad" del Messiniense superior, con depósitos evaporíticos de varios cientos de metros en el dominio Mediterráneo.

Durante la fase de sedimentación de los materiales de la Secuencia "B" (Tortoniense medio-superior), se emplazó el grueso del olistostroma y se levantaron las sierras orientales. Ello interrumpió la comunicación en el estrecho Norbético y originó la cuenca de antepaís del Guadalquivir propiamente dicha, parte de la cual fue destruida posteriormente por el avance hacia el norte de las masas olistostromicas procedentes del orógeno bético. El avance produjo una migración constante de los depocentros ("el eje" de la cuenca) hacia el norte (Fig. 6.10a), transgresiones locales y dispositivos en *onlap* de los cortejos de facies transgresivo y de nivel del mar alto.

La secuencia "C" (Tortoniense superior-Messiniense inferior) registra un gran incremento de sedimentos (margas azules) en la zona occidental, al igual que la secuencia "D" (Messiniense superior-Plioceno inferior). Los materiales de las secuencias C + D pueden alcanzar más de 1400 m (Perconig y

EDAD	Escala de tiempo astronómica (M.a.)	POLARIDAD (Cron)*	Edad astronómica de los Cron (Ma)*	Ciclostratigrafía	Edad astronómica de los ciclos (Ma)**	Edad astronómica de las biozonas (Ma)	Bioeventos y sucesos geológicos (Datación astronómica)
PLIOCENO Superior	2.1	Matuyama	2.129	F	1.947	2.41	- FO de <i>G. inflata</i> (2.09 Ma)
	2.2	Reunion	2.149				* Magnetoestratigrafía realizada en series continentales del ámbito mediterráneo y calibradas astronómicamente
	2.3	Matuyama		G	2.348		- LO de <i>G. puncticulata</i> (2.41 Ma)
	2.4						** Datación de los ciclos basada en la curva astronómica de Laskar (1990)
	2.5		2.582	H			dx: Formas dextrorsas, dextrógiras, aquellas en las que el crecimiento de su concha se produce hacia la derecha, en el sentido de las agujas del reloj.
	2.6						sin: Formas sinistrorsas, levógiras, aquellas formas en las que el crecimiento de su concha se produce hacia la izquierda, en el sentido opuesto a las agujas del reloj
	2.7	Gauss		I	2.796		FCO: First Common Occurrence, primera aparición común-abundante-regular de una especie, genero o grupo.
	2.8		3.032				FO: First Occurrence, primera aparición de una especie, genero o grupo.
	2.9	Kaena	3.116	J	3.197		LCO: Last Common Occurrence, última aparición común-abundante-regular de una especie, genero o grupo.
	3.0	Gauss	3.207				LO: Last Occurrence, última aparición de una especie, genero o grupo.
PLIOCENO Inferior	3.1	Mamm.	3.300	K	3.575	3.81	- LO de <i>G. altispira</i> (3.17 Ma)
	3.2	Gauss					- LO de <i>Sphaeroidinellopsis</i> (3, 19 Ma)
	3.3			L			- LO del grupo de <i>G. margaritae</i> (3,81 Ma)
	3.4	Gauss					- LCO del grupo de <i>G. margaritae</i> (3, 98 Ma)
	3.5		3.596	M			- FO del grupo de <i>G. puncticulata</i> (4.52 Ma)
	3.6						- Techo del acme de <i>Sphaeroidinellopsis</i> (5.21 Ma)
	3.7	Gilbert		N	4.763		- Base del acme de <i>Sphaeroidinellopsis</i> (5.30 Ma)
	3.8		4.188				- "Nivel de condensación". Limite Mio/Plioceno (5.33 Ma)
	3.9	Cochiti	4.300	O	4.356		- Ultimos cuerpos turbidíticos de la formación "Arenas del Guadalquivir" (5.33-5.59 Ma)
	4.0	Gilbert	4.493				- LO <i>D. quinqueramus</i> (5.537 Ma)
MESSINIENSE	4.1	Nunivak	4.632	P	5.162	6.03	- LCO del grupo <i>G. scitula</i> dx (6.03 Ma)
	4.2	Gilbert	4.799				- FCO del grupo <i>G. margaritae</i> (6.05 Ma)
	4.3	Siduf	4.896	Q	5.562		- (PF6) FO del grupo <i>G. margaritae</i>
	4.4	Gilbert	4.998				- (PF5) LO del grupo <i>G. miotumida</i> sin (6.34 Ma)
	4.5	Thvera	5.236	R	5.941		- (PF4) Cambio de enrollamiento de <i>N. acostaensis</i> (6.35 Ma)
	4.6						
	4.7	C3r	6.04	S	6.343		- Techo del paracme de <i>R. pseudumbilicus</i> (7.112 Ma)
	4.8	Gilbert	6.26				Comienzo formación "Arenas del Guadalquivir" desde Carmona al Golfo de Cádiz(7.112-7.240 Ma)
	4.9		6.44	T	6.722		Emplazamiento de la unidad aloctona del Guadalquivir en el área de Carmona (aprox.7.20-7.24 Ma)
	5.0	C3An1n	6.71				- (PF3) LO del grupo <i>G. menardii</i> dx / FCO del grupo <i>G. miotumida</i> sin (7.240 Ma). Lim.Tort/Mes
TORTONIENSE	5.1	C3An1r	7.101	S	7.170	7.240	- (PFA) Cambio de enrollamiento grupo <i>G. scitula</i> (7.28 Ma)
	5.2	C3Br1r	7.210				- (PF2) FCO del grupo <i>G. menardii</i> dx (7.355 Ma)
	5.3	C3Br1n	7.256	T	7.532		- Incremento de reticulofenéstidos <3 m (aprox. 7.34 Ma)
	5.4	C3Br2r	7.301				- (PF1) LCO del grupo <i>G. menardii</i> sin (7.512 Ma)
	5.5	C3Br2n	7.455				Entrada de unidades alóctonas en el G. Cádiz y área SE del Guadalquivir (7.512-8 Ma)
	5.6	C4n1r	7.492				"Foraminiferita" en sondeo Santa Clara-1 (7.512-8 Ma)
	5.7						"Nivel de glauconita" (7.512-8 Ma)
	5.8						"Arenas basales" (7.512-8 Ma)
	5.9						
	6.0				8.019		

Figura 6.12.- Datación astronómica, magnetoestratigrafía, bioestratigrafía y principales eventos en la Cuenca del Guadalquivir (modificado de Ledesma, 2000)



**Figura 6.13.-** Evolución paleogeográfica de la Cuenca del Guadalquivir durante el Mioceno superior y el Plioceno.

Martínez Díaz, 1977; ITGE, 1990). El límite Mio-Plioceno está relacionado probablemente con un nivel guía de limos con abundante glauconita, bioturbación y restos de Seláceos, bien visible en la provincia de Huelva, y detectado sísmicamente por la disposición en *downlap* de reflectores sísmicos. Se interpreta como una sección condensada depositada durante la máxima inundación de comienzos del Plioceno.

### 6.3.5. El Cuaternario de Doñana y su entorno

La historia geológica del relleno Plio-Cuaternario en el área costera de la Cuenca del Guadalquivir es aún poco conocida, a pesar de los numerosos sondeos perforados en el área de Doñana, debido en gran parte a la escasez de estudios bioestratigráficos. Ledesma (2000) usa perfiles de sismica de reflexión multicanal y estudio bioestratigráficos de detalle, sobre todo en la parte noroeste de Doñana, para establecer la estructuración pre-pliocena del relleno de la cuenca, pero no aporta información sobre su estructuración post-pliocena porque los perfiles son paralelos a las principales estructuras. Sí quedan claras dos cosas: que los sedimentos cuaternarios están incluidos en la unidad sísmica "transparente" que engloba los 200-300 m más superficiales, y que las estructuras visibles en superficie no se enraízan en el sustrato mioceno. Ello ha permitido reinterpretar muchas de las fracturas que originalmente se asignaron a fallas normales (Goy *et al.*, 1994; Salvany y Custodio, 1995; Zazo *et al.*, 1999a). Estudios posteriores en el área del Abalarío (Zazo *et al.*, 2003) han puesto de manifiesto que las fallas de Torre del Loro y Matalascañas – Guadimar son el reflejo superficial de grandes deslizamientos acaecidos en el Pleistoceno superior (OIS 5 – OIS 4) provocados en gran medida por la inestabilidad inducida por el abombamiento continuado del Domo del Abalarío (Fig.6.14).

A partir de sondeos hidrogeológicos, Salvany y Custodio (1995) distinguen cuatro unidades litológicas por encima de las margas azules (Tortonense–Plioceno inferior). De muro a

techo: Unidad Deltaica (Plio-Pleistoceno), Unidad Eólica (Pleistoceno superior–Holoceno) con mayor desarrollo en el sector de El Abalarío – Matalascañas, Unidad Aluvial (Pleistoceno superior) y Unidad de las Marismas (Pleistoceno superior–Holoceno) con gran desarrollo en el área de Doñana. La potencia estimada de los depósitos cuaternarios según los datos de estos sondeos es del orden de 200 m en la costa de Doñana

Con el fin de reconstruir la paleotopografía del sustrato pre-Cuaternario y los cambios paleoambientales ocurridos durante los últimos dos millones de años, se han perforado nuevos sondeos con recuperación de testigo continuo en las Marismas del Guadalquivir. Los datos paleontológicos (macro y microfauna, polen), análisis sedimentológicos, paleomagnéticos, de magnetismo ambiental, dataciones por C-14 y luminiscencia (OSL), estas últimas aplicadas a los sedimentos aflorantes del acantilado Mazagón-Matalascañas, junto a los datos geomorfológicos del entorno de las Marismas, permiten actualmente llevar a cabo reconstrucciones aceptables, al menos para ciertos períodos.

Durante el Pleistoceno inferior, desembocaba en la Bahía de Cádiz un antiguo brazo del Guadalquivir, siguiendo el curso inferior del actual Guadalete, que en aquel momento era tan solo un afluente del Guadalquivir (Zazo *et al.*, 1985). Otro brazo del Guadalquivir desembocaba en el litoral de Huelva (Rodríguez Vidal *et al.*, 1991), pero se fue desplazando posteriormente hacia el SE hasta alcanzar la posición actual en época muy reciente (~1000 cal. BP). El registro sedimentario de la desembocadura durante el Último Interglacial (OIS 5), se observa en las proximidades del Parador de Cristóbal Colón (Zazo *et al.*, 1999a).

En el área de Doñana (Zazo *et al.*, 1999b), había durante este período (Yll *et al.*, 2003) una llanura costera, recorrida por cursos fluviales (Guadimar? y Guadalquivir). Durante el Último Glacial, y con un nivel de mar bajo, mientras que en la zona de El Abalarío se desarrollaban extensos campos de



dunas, en el área de Doñana la llanura costera contenía numerosos cauces fluviales con lagunas y zonas pantanosas. Los paleovalles excavados fundamentalmente durante el máximo del Último período Glacial (~21000 cal. BP) se reconocen en la plataforma interna (Vanney *et al.*, 1985) siguiendo direcciones NE-SO que serían el preludio de la dirección actual del Guadalquivir.

La subida del nivel del mar durante la transgresión Flandriense, desde una posición de ca. -120 m, cuando la línea de costa se situaba a unos 16 km mar adentro, hasta su posición actual, se llevó a cabo de una forma discontinua, según los datos de los estuarios del Guadalete, Odiel-Tinto (Dabrio *et al.* 2000) y Guadiana (Boski *et al.*, 2001). Las primeras facies transgresivas aparecen a los 10000 BP, con un nivel del mar

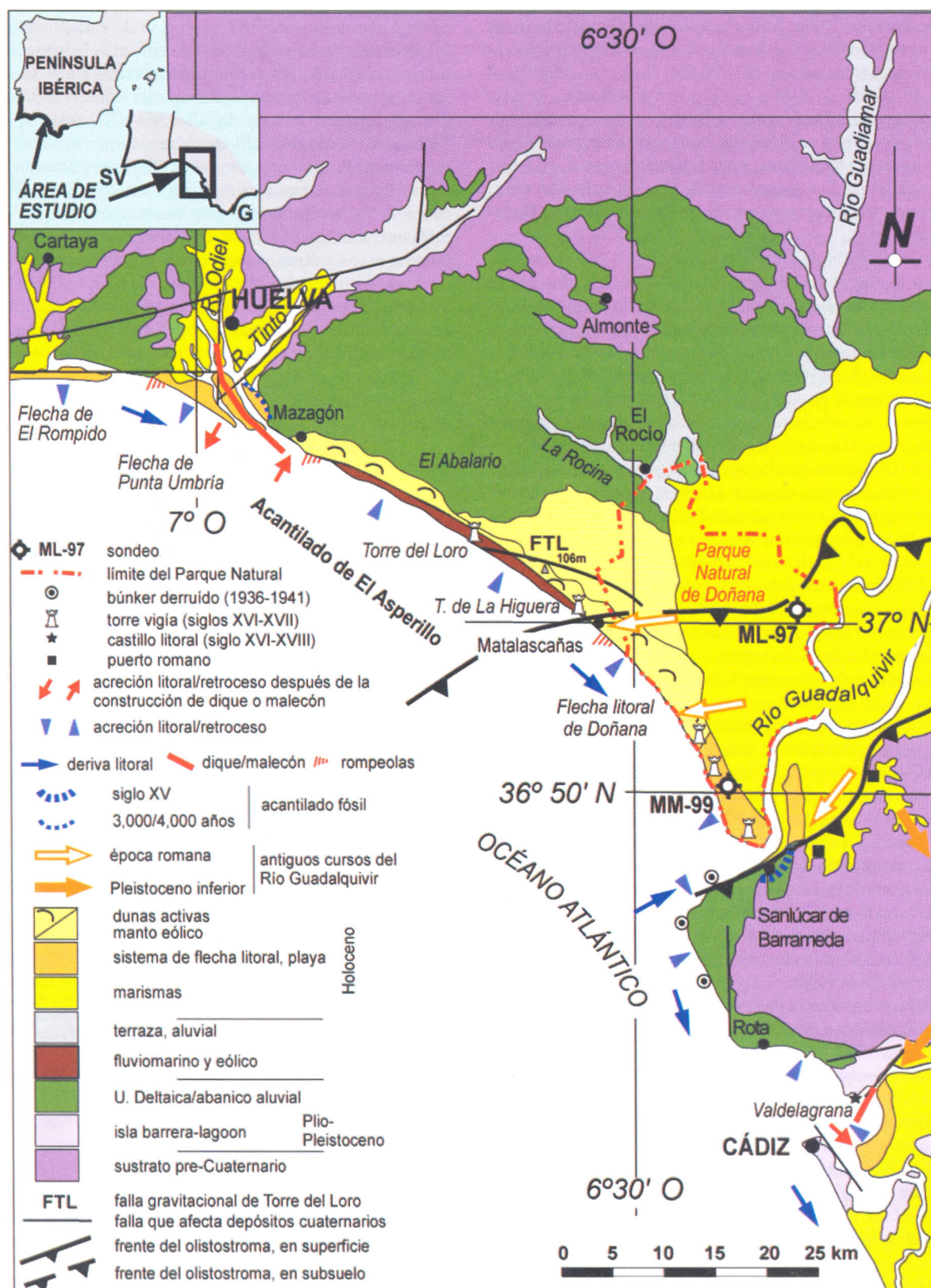


Figura 6.14.- Esquema geomorfológico del litoral de Doñana (Huelva-Cádiz)



entre -20 y -30 m. La velocidad de subida entre los 10000 BP y los 6500 BP (máximo transgresivo), fue del orden de 5,7 mm/a. La velocidad decrece considerablemente (2,6 mm/a) durante la fase de *highstand* (6500 - 4000 BP). Ello supuso una rápida acreción vertical de las llanuras mareales y la acumulación de los sistemas de flechas litorales con nivel del mar a la cota actual. Hacia los 2700 BP se estabilizan los sistemas de flechas litorales y se desarrollan las primeras dunas costeras aflorantes en Doñana. En el estuario del Guadalquivir, los datos de sondeos registran la primera influencia marina durante el máximo transgresivo ca 6500 BP (Zazo *et al.*, 1999b), al inicio de la fase de *highstand*; a partir de entonces, con un nivel del mar relativamente estable pero con tendencia al descenso, se desarrolla en el área de Doñana un delta interno bajo la llanura costera actual con poca influencia mareal. El crecimiento de las flechas de Doñana y la Algaída ha favorecido el aislamiento y el progresivo relleno de los humedales de Doñana.

La geomorfología actual del litoral (Fig. 6.14), se caracteriza por la alternancia de acantilados bajos, labrados en los sedimentos arenosos plio-pleistocenos, y extensas llanuras mareales (marismas). Los sistemas de flechas litorales se han formado a partir de la intensa deriva dirigida hacia el E/SE. Cada sistema (S del Piedras, S de Punta Umbria, S de Doñana, etc), está formado por unidades de flecha separadas por grandes surcos o superficies erosivas; cada una de estas unidades consiste a su vez en una sucesión de crestas de playa y surcos menores. El análisis morfosedimentario y las dataciones por  $^{14}\text{C}$  de estos sistemas, sugieren (Zazo *et al.*, 1994) una correlación entre los ciclos de actividad solar y la progradación de las crestas de playa, coincidiendo los mínimos de actividad con la generación de los surcos mayores. Rodríguez Ramírez *et al.* (2003) han usado datos de los últimos 40 años para correlacionar la creación de nueva cresta con los periodos de tormenta cada 6-9 años, mientras que los surcos menores se forman en periodos de buen tiempo.

Entre las unidades geomorfológicas más características de la costa, están los sistemas de dunas móviles y semimóviles que alcanzan los 80m de potencia en el Asperillo. Están formados por tres unidades de dunas, generadas a favor de vientos del Oeste y Suroeste. Asociadas a las flechas litorales, estas dunas alcanzan una gran extensión cubriendo parcialmente la marisma de Doñana. La acumulación comenzó hacia los 2700 BP (Borja *et al.*, 1999) y se intensificó en los últimos 200 años.

La construcción de embalses y espigones costeros (Fig. 6.14) ha alterado la dinámica natural de la costa acelerando los procesos erosivos y la progradación en algunos sectores tal como se deduce de la situación actual de las torres vigías (siglos XVI-XVII), la mayoría de las cuales están fuera de su contexto original según el objetivo para el que fueron construidas, bien en la zona mareal, o bien tierra adentro, tras un cordón dunar. Asimismo, los *bunkers* defensivos construidos entre 1936 y 1941 yacen actualmente en la zona de influencia de las olas y mareas, debido a su situación aguas abajo de la zona donde se han construido espigones que atrapan la mayor parte de la arena transportada por la deriva.

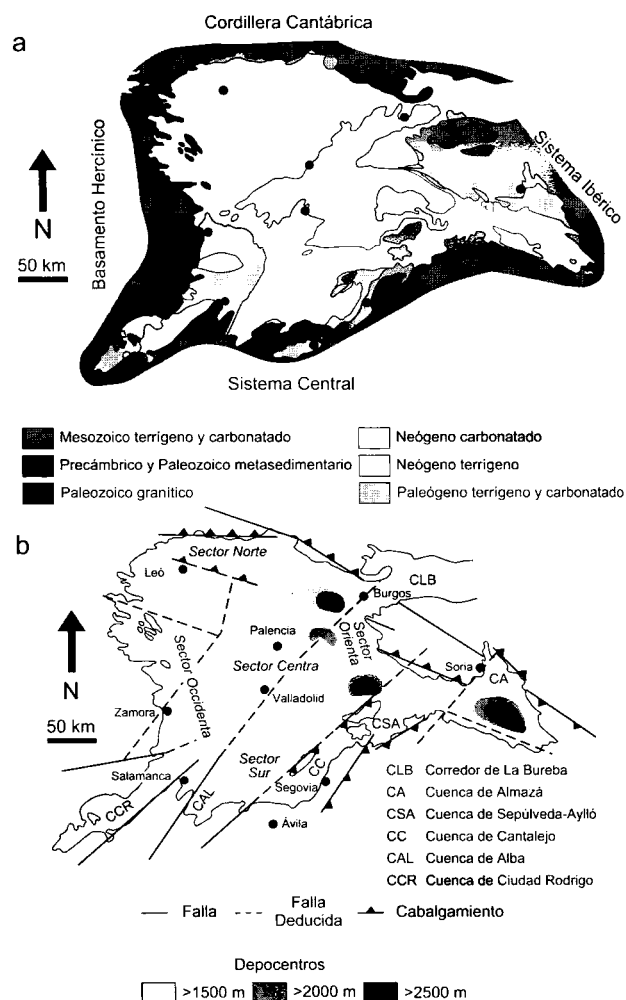
#### 6.4. CUENCA DEL DUERO

Coordinadores: G. Alonso-Gavilán y I. Armenteros

Autores: G. Alonso-Gavilán, I. Armenteros, J. Carballera, A. Corrochano, P. Huerta y J.M. Rodríguez.

La cuenca continental cenozoica del Duero se sitúa en el cuadrante NO de la península ibérica y es la de mayor exten-

sión (en torno a 50000 km<sup>2</sup>). Es una cuenca intraplaca de evolución compleja que comenzó a definirse a finales del Cretácico y en ella se distinguen varios sectores con características tectosedimentarias propias (Fig. 6.15a,b). El sector norte, a partir del Eoceno por lo menos, se comportó como una cuenca de antepaís relacionada con la evolución alpina de la Cordillera Cantábrica (Alonso *et al.*, 1996), el sector oriental presenta igual relación con la Cordillera Ibérica, si bien la cuenca de Almazán muestra una evolución de cuenca de "piggy-back" (Casas-Sainz *et al.*, 2000) durante el Paleógeno. El sector occidental y la región limítrofe del sector sur se caracterizaron, sobre todo durante el Paleógeno, por una tectónica de "horst y grabens" a favor de fallas SO-NE y sus conjugadas (Alonso-Gavilán, 1981). El sector sur, margen norte del Sistema Central, se comportó durante el Oligoceno-Mioceno inferior como una cuenca de antepaís (Capote *et al.*, 2002). Estas relaciones geométricas han sido establecidas, en gran parte, mediante sondeos y perfiles de sismica de reflexión. Éstos últimos se concentran en los sectores norte y oriental y fueron realizados, principalmente, en la década de los 60. En el sector norte se realizó el perfil de sismica de reflexión ESCIN-2 en el año 1993, en dirección N-S perpendicular o ligeramente oblicuo a las estructuras y ha permitido determinar las carac-



**Figura 6.15.- a)** Mapa geológico de la cuenca del Duero y unidades geológicas limítrofes. **b)** Principales alineaciones observadas en la cuenca del Duero y relación con las áreas de máxima acumulación de sedimentos. Situación de los sectores diferenciados y principales cuencas que configuran la principal.

terísticas estructurales de la Cordillera Cantábrica, la cinemática del borde norte de la cuenca del Duero y la relación entre estos dos conjuntos estructurales (Gallastegui, 2000). La respuesta a la convergencia de las placas europea e ibérica, la colisión de las placas ibérica y africana y el cambio de régimen extensional mesozoico a compresional terciario dieron lugar a la estructuración y evolución de los frentes montañosos que constituyen los bordes de la cuenca y a su evolución dinámica y sedimentaria.

Las áreas fuentes de los bordes oeste y sur son fundamentalmente metasedimentarias y granitoides precámbricos y paleozoicos mientras que las de los bordes norte y oriental son carbonatadas y siliciclásticas paleozoicas y mesozoicas (Fig. 6.15a). Esta variedad litológica controló la composición y madurez textural del sedimento y la distribución de los depósitos que conformaron el registro estratigráfico. Los principales depocentros de la cuenca se sitúan con relación a los bordes más activos, al frente de la Cordillera Cantábrica y del Sistema Ibérico donde el espesor llega a superar los 2500 m (Fig. 6.15b).

El registro sedimentario de la cuenca refleja cambios climáticos a lo largo de su historia, relacionados con: a) el cambio de latitud de la península ibérica de los 30°N en el Cretácico a los 40°N en el Neógeno; b) la creación de barreras montañosas a su alrededor, siendo más efectivas las correspondientes a los bordes norte, sur y este; y c) la evolución del giro de la península ibérica de diestro a siniestro.

Durante la primera etapa (Cretácico-Paleoceno?) el clima fue subtropical con estación seca como lo indica la presencia de silicificaciones en el borde oeste (Alonso-Gavilán, 1981; Blanco y Cantano, 1983; Molina *et al.*, 1997), evaporitas en el dominio meridional (Del Olmo y Martínez Salanova, 1989) y sedimentación palustre con presencia de dinosaurios de clima cálido (Pol y Carballeira, 1986; Pol *et al.*, 1992).

Durante el Paleógeno las condiciones fueron subtropicales con marcados periodos secos reflejados por la presencia de costras de carbonato, sílice y yeso, junto a las indicaciones del registro fósil (Jiménez, 1974; Fernández García *et al.*, 1989; Alonso-Gavilán *et al.*, 1986; Armenteros y Bustillo, 1996). En el Neógeno la vegetación muestra un clima preferentemente cálido con estaciones muy marcadas, en general, en toda la cuenca existiendo áreas con microclimas cálidos y húmedos (Rivas Carballo y Valle, 1986; Rivas Carballo *et al.*, 1993).

#### 6.4.1. El registro sedimentario

El relleno de la cuenca se llevó a cabo en tres contextos geodinámicos que dieron lugar a tres secuencias estratigráficas separadas por discontinuidades a escala de cuenca.

##### 6.4.1.1. Secuencia finicretácica-paleocena

Los afloramientos de esta secuencia aparecen generalmente en franjas estrechas, adosadas a los bordes de la cuenca del Duero y son discordantes o inconformes sobre el Macizo Ibérico en el sector occidental (Corrochano y Quiroga, 1974; Alonso-Gavilán, 1981). En el sector oriental de la cuenca es concordante con las calizas y dolomías del Cretácico Superior (Floquet y Meléndez, 1982).

En los sectores occidental y sur (Salamanca, Zamora y Ávila) se conoce como Fm Areniscas de Salamanca (CD-6-5, 6-6, 6-7, 6-8, 6-9, 6-10 y 6-11) (Corrochano, 1977; Alonso-Gavilán, 1981; Jiménez *et al.*, 1983). Está constituida por

litarenitas y subgrauvacas con clastos de cuarcita, con matriz caolinitica, principalmente, y puede estar cementada por sílice y oxihidróxidos de hierro. Presenta una arquitectura estratigráfica progradante y retrogradante (Guerrero y Corrochano, 2004) con un espesor máximo en torno a los 125 m según datos de sondeos (Jiménez *et al.*, 1983), que representa la progradación de abanicos aluviales y su posterior abandono sobre un sistema fluvial axial dirigido hacia el NE (Alonso-Gavilán, 1989; Delgado y Alonso-Gavilán, 1996, 2003).

La silicificación no es uniforme y su génesis es un proceso complejo asignado tanto a episodios sinsedimentarios (Alonso-Gavilán, 1981; Blanco y Cantano, 1983), como un episodio posterior a la sedimentación de la unidad (García Tiegón, 1995; Molina, *et al.*, 1997). La formación ha sido datada por el método radiactivo K/Ar en alunita, entre los 58 y 67 Ma (Blanco *et al.*, 1982) como Maastrichtiense-Selandiense.

En el sector norte, sobre las dolomías marinas de la Fm Boñar de edad Campaniense-Maastrichtiense (Gómez Fernández *et al.*, 2003) hay una sucesión compleja que forma la parte superior del Miembro Dolomítico de la Fm Boñar, y está constituida por arcillas, calizas en algunas zonas son oolíticas (Corrochano, 1989), conglomerados con clastos de caliza y margas con caráceas. Estos depósitos se han interpretado como medios submareales con barras oolíticas y lagos.

En la zona de Guardo (Palencia), concordante con la unidad anterior se dispone una sucesión continental constituida por un conglomerado poligénico bimodal formado con clastos de caliza y cuarcita (Colmenero *et al.*, 1982a,b) al que se superponen lutitas caliches y calizas lacustres con oncolitos depositados en un sistema fluvio-lacustre.

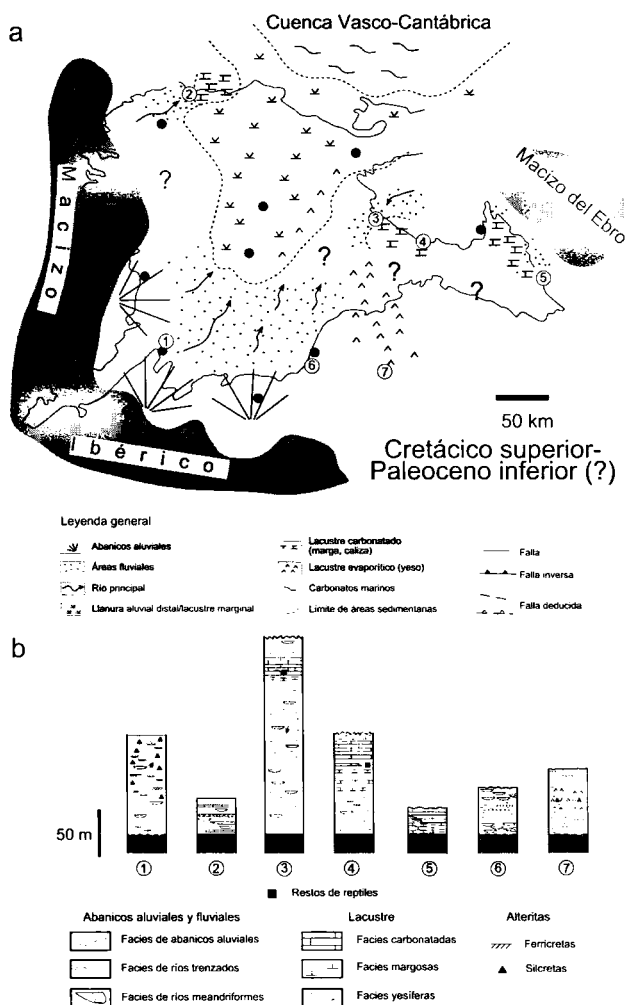
En el sector oriental la secuencia continental del Cretácico terminal se apoya siempre sobre la Fm Santo Domingo de Silos de origen marino (Floquet y Meléndez, 1982; Alonso *et al.*, 1993). Desde Santo Domingo Silos hasta Cubilla (Soria), la sucesión continental de muro a techo está formada por una unidad lutítica arenosa de origen fluvial, caliches y calizas palustres (Calizas de *Lychnus*; CD-6-12, 6-13) (Pol y Carballeira, 1986). La presencia de restos de dinosaurios permite asignar esta unidad al Cretácico Superior (Pereda Suberbiola y Ruiz Omeñaca, 2001) y la sucesión continúa con lutitas rojas sin datar.

En el borde este de la cuenca de Almazán (Soria), sobre las facies de llanura mareal carbonatada-evaporítica (Fm Santo Domingo de Silos) con procesos de dedolomitización, se apoya un tramo de margas y calizas lacustres y palustres (Fm Sierra de la Pica) que pasan lateralmente a lutitas rojas. Esta sucesión se integra en la denominada Serie finicretácica (Floquet y Meléndez, 1982).

A ambos lados de la sierra de Guadarrama aflora una sucesión de transición marino-continental de edad Cretácico terminal-Paleoceno (?) (Del Olmo y Martínez Salanova, 1989), (Fig. 6.16) disconforme sobre las dolomías de la Fm Valle del Tabladillo (Alonso, 1981; Alonso *et al.*, 1982). Está constituida por tres Unidades: Basal (arenas), Intermedia (lutitas versicolores) y Superior (arenas), y presenta un espesor máximo de 60 m. En la zona sur de Guadarrama la sucesión (con 80 m de espesor) comienza y termina con arcillas rojo-verdosas con intercalaciones arcólicas y yesos masivos o laminados (Del Olmo y Martínez-Salanova, 1989).

El marco paleogeográfico formado por ambientes fluviales y abanicos aluviales en los sectores occidental y sur, y

transiciones progresivas desde medios marinos a continentales en el resto de los sectores, salvo en el norte de Burgos donde existían ambientes marinos (Fig. 6.16).



**Figura 6.16.- a)** Esquema paleogeográfico de la cuenca del Duero durante la sedimentación de la secuencia finicretácica paleocena (?). **b)** Columnas estratigráficas representativas de los distintos sectores: 1) Salamanca; 2) Boñar-Guardo (León); 3) Espinosa de Cervera (Burgos); 4) Cubilla (Burgos); 5) Embid de Ariza (Soria); 6) Guadarrama norte (Segovia); 7) Guadarrama sur.

#### 6.4.1.2. La secuencia eocena-oligocena

El régimen compresivo al que estuvo sometida la cuenca durante este tiempo se manifestó de manera distinta en cada sector, dando lugar a un marco paleogeográfico complejo diferente al de la secuencia cretácico-paleocena.

En el sector occidental y sur la subsidencia está controlada por fallas que dan lugar a un sistema de "horst y grabens" (cuencas de Ciudad Rodrigo y Alba separadas por el umbral de Salamanca) (Fig. 6.17a,b), mientras que en los sectores norte y oriental la subsidencia está asociada a la actividad de los frentes de cabalgamientos cantábricos e ibéricos. La sedimentación es continental con desarrollo de abanicos aluviales, sistemas fluviales y lacustres. Los ambientes marinos desarrollados en la región meridional de la cuenca Vasco-Cantábrica se retiran de esta región a partir del Eoceno medio (Montes *et al.*, 1989).

El contenido paleontológico de esta secuencia es fundamentalmente de vertebrados. Los yacimientos más representativos del Rhenaniense son los de Sanzoles, Santa Clara de Avedillo (Zamora) y Cabrerizos (Salamanca) mientras que para el Headoniense destacan los de Babilafuente (Salamanca) y Molino del Pico (Zamora) para el sector occidental y Mazaterón y Deza para la cuenca de Almazán (Soria) (Jiménez, 1992; Peláez-Campomanes *et al.*, 1989). La falta de registro de buena parte del Paleoceno y del Eoceno inferior manifiesta la existencia de un hiato en todas las secciones paleógenas aflorantes.

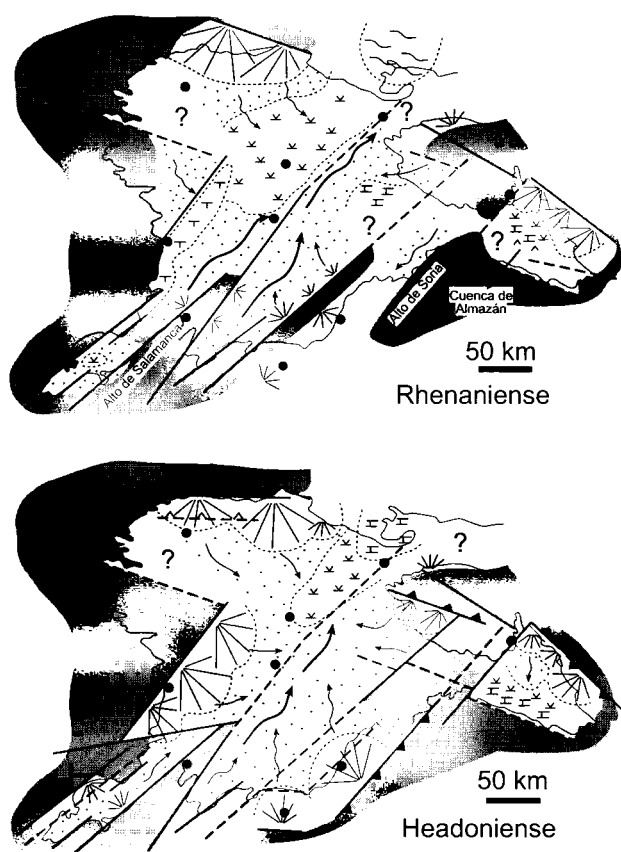
Referente al Oligoceno, únicamente está bien datado en el la sección de La Alamedilla (cuenca de Ciudad Rodrigo), por palinomorfos (Alonso-Gavilán y Polo, 1986-1987; Polo *et al.*, 1987). También hay que suponer la existencia de Oligoceno en la potente sucesión paleógena de la cuenca de Almazán, que tiene más de 2000 m sobre un nivel datado como Eoceno superior (Fig. 6.18).

A partir de estos datos en el sector occidental se pueden reconocer una secuencia Rhenaniense y otra Headoniense (Alonso-Gavilán, 1981; Armenteros *et al.*, 2002; Guerrero y Corrochano, 2004) mientras que en el resto de los sectores no existe una caracterización cronoestratigráfica tan certera. En concreto, en el sector suroccidental, ambas secuencias reflejan el relleno de las depresiones de Ciudad Rodrigo y la de Alba, por sedimentos lacustres (calizas, lutitas y arenas de grano fino) (Unidad Media, Fm Entrala, Corrochano, 1980; Corrochano y Pena, 1986) a los que sucede la sedimentación de un sistema fluvial axial de tipo trenzado que se dirigía hacia el noreste (Areniscas de Villamayor y Fm Areniscas de Ciudad Rodrigo, en la cuenca de Ciudad Rodrigo y Fms de Cabrerizos (CD-6-14, 6-15) y Aldearrubia (CD-6-16, 6-17) en la de Alba (Alonso-Gavilán, 1981, 1986; Alonso-Gavilán y Cantano, 1987) (Fig. 6.17a,b). Sobre estas unidades progradan los abanicos aluviales representados por la Unidad Superior (Areniscas de Corrales, Corrochano, 1980) y la Formación Molino del Pico (CD-6-19, 6-20) (Alonso-Gavilán, 1984, 1986). Todas estas unidades son arcóscas evidenciando su procedencia de granitoides y rocas asociadas del Macizo Ibérico.

El registro Eoceno en el sector norte está representado por la Fm Vegaquemada, (Colmenero *et al.*, 1982a,b Manjón *et al.*, 1982; Herrero *et al.*, 2002) que se caracteriza por una secuencia progradante de conglomerados, litarenitas y lutitas, depositadas en ambientes fluviales trenzados en las zonas media y distal de abanicos aluviales. En el sector oriental la secuencia es progradante desde sistemas fluviales trenzados (Fm Quintanilla del Coco) que intercalan depósitos lacustres carbonatados someros (Fm Santa Cecilia), hasta abanicos aluviales (Pol *et al.*, 1992) (Fig. 6.17a,b).

En la cuenca de Almazán la secuencia es retrogradante desde abanicos aluviales hasta sistemas lacustres carbonatados (Fm Calizas Mazaterón; CD-6-21), Eoceno medio superior, Armenteros *et al.*, 1989; Bond, 1996). Continúa con sistemas aluviales y fluviales progradantes (Fm Mazaterón-Serón, Armenteros *et al.*, 1989) que pasan a retrogradantes en la secuencia neógena (Casas-Sainz *et al.*, 2000).

En el sector sur, la secuencia es discordante sobre la sucesión cretácico-paleocena y es un ciclo progradante-retrogradante que representa la transición desde partes proximales a medios de abanicos aluviales áridos a semiáridos con desarrollo de caliches y paligorsquita (Fernández García *et al.*, 1989).

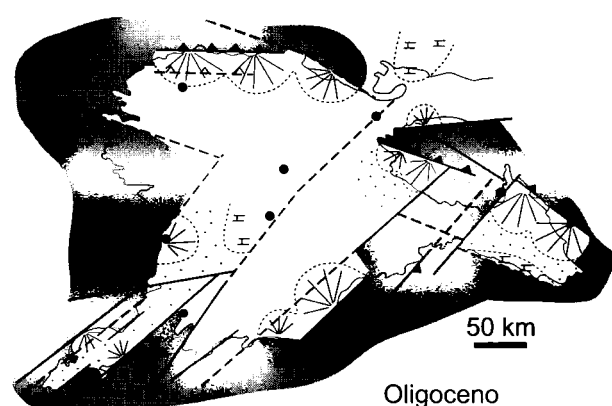


**Figura 6.17.-** Esquema paleogeográfico de la cuenca del Duero durante la sedimentación de la secuencia eocena-oligocena. a) Paleogeografía rhenaniense; b) Paleogeografía headoniense.

#### 6.4.1.3. La secuencia neógena

La sucesión neógena de la cuenca del Duero está constituida por facies clásticas rojizas y ocreas y facies químicas blanco-grisáceas (margas, carbonatos y yesos) (Portero *et al.*, 1983; Corrochano y Armenteros, 1989; Armenteros y Mediavilla Manzanal, 1997; Armenteros *et al.*, 2002). Las primeras (conglomerados, areniscas y lutitas) integran las unidades de Villalba de Adaja (Corrales *et al.*, 1978), Tierra de Campos (CD-6-22, 6-23) (Hernández Pacheco, 1915) y otras unidades detríticas periféricas a las unidades carbonatado-yesíferas. Las facies lutítico-margosas, que incluyen yesos diagenéticos y sedimentarios en algunos sectores, están representadas por las unidades de Dueñas (CD-6-24) y Cuestas (CD-6-25; 6-26) y sus equivalentes laterales. Las unidades carbonatadas (calizas y dolomías) forman diversos litosomas, entre los que destacan las Calizas del Páramo Inferior y las calizas de los páramos superiores (CD-6-27). Varios trabajos previos recogen una sección norte-sur del Neógeno de la cuenca (Portero *et al.*, 1982, 1983) y varias secciones esquemáticas del mismo (Corrochano y Armenteros, 1989; Armenteros y Corrochano, 1994; Santisteban *et al.*, 1991, 1996; Mediavilla *et al.*, 1996b).

La relación entre las unidades está expuesta en una sección que se extiende desde el Macizo Ibérico hasta el Sistema Ibérico (Fig. 6.19). Este esquema considera como línea "datum" el techo de las Calizas del Páramo Inferior, ya que es la unidad más representativa y extensa de la cuenca y, como tal, es un excelente nivel de referencia para rela-



**Figura 6.18.-** Esquema paleogeográfico de la cuenca del Duero durante la sedimentación de la secuencia oligocena.

cionar las unidades infra y suprayacentes. Los datos reflejados en el corte integran los afloramientos por encima del nivel de base del Duero hasta un máximo visible de 250 m; además, los sondeos de Retuerta y de Milagros, constatan espesores de al menos 400 metros para el Mioceno.

Se reconocen dos grandes dominios en la cuenca neógena. El dominio *centro-occidental* que se extiende desde el margen del Macizo Ibérico hasta el meridiano de Peñafiel, donde las facies detríticas reflejan procedencias de los relieves del Macizo Ibérico (zonas Cantábrica Asturoccidental-Leonesa y Centro-Ibérica y el Sistema Central). Entre las unidades con facies químicas dominan las margas, asociadas con calizas, dolomías y algunos niveles de yeso. En el dominio *centro-oriental* las unidades detríticas muestran gran influencia de las orlas mesozoicas del Sistema Ibérico (clastos carbonatados, a veces mezclados con siliciclásticos) y, entre las facies químicas, dominan las calizas y, en menor medida, dolomías, que forman los niveles litostrotales de los páramos. En este dominio se separan dos subdominios (Fig. 6.19). El más occidental es muy subsidente y presenta uno de los mayores espesores de Neógeno (depocentro de Aranda de Duero (Fig. 6.15b). El más oriental refleja una sedimentación sobre los umbrales de Honrubia, Burgo de Osma y Berlanga de Duero (Fig. 6.19).

#### 6.4.2. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía neógenas

Los datos bioestratigráficos, apoyados en las edades de mamíferos (zonas MN para el Neógeno), indican una edad de la sucesión en el intervalo MN4-MN11/12 que incluye desde el Aragoniense inferior al Turoliense superior de la escala de pisos continentales (Fig. 6.19). Los yacimientos principales son en el dominio centro-occidental: El Guijo (MN4, Mazo y Jiménez, 1982); Valladolid1 y Simancas2 (MN6, López Martínez *et al.*, 1986); Villavieja del Cerro (MN8, Mazo y Jordá 1997); Torremormojón1 (MN10, López Martínez *et al.*, 1986). Al norte del corte, en el centro de la cuenca, destaca el yacimiento de Tariego (MN11/12?, Turoliense superior, Mediavilla *et al.*, 1996a). En el dominio centro-oriental de la cuenca destacan los yacimientos de Montejo de la Vega (MN5, Mazo *et al.*, 1998); Piqueras de San Esteban (MN7, Mazo y Jordá, 1994) y Los Valles de Fuentidueña (Vallesiense inferior, MN9, Alberdi *et al.*, 1981). Además, en la secuencia neógena más antigua de la cuenca, situada en el extremo suroriental de la

cuenca de Almazán, junto al Sistema Ibérico, se encuentran los yacimientos de Cetina de Aragón (MN2, Álvarez Sierra, 1986) y Ariza (MN2/3, Cuenca, 1991b).

Estos yacimientos marcan claramente la heterocronía de las unidades. La que mejor ejemplifica esta característica es la de Calizas del Páramo Inferior que presenta una edad Vallesiense superior en la zona occidental (yacimiento de Torremormojón 1, López Martínez *et al.*, 1986), mientras que en la zona oriental presenta edades más antiguas, como lo indica su posición por debajo del yacimiento de los Valles de Fuentidueña (MN9, Alberdi *et al.*, 1981) y su posición ligeramente por encima del yacimiento Aragoniense de Piquera de San Esteban (MN7, Mazo y Jordá, 1994). Por lo tanto, este extenso litosoma carbonatado, que es una referencia litoestratigráfica en la cuenca, es progresivamente más antiguo hacia el este.

#### 6.4.3. Secuencias estratigráficas y sistemas sedimentarios (Fig. 6.19)

En trabajos previos, diversos autores han reconocido tres discontinuidades importantes en la sucesión neógena, situadas en el Aragoniense medio, Aragoniense superior y Vallesiense (Corrochano y Armenteros, 1989; Calvo *et al.*, 1993; Armenteros y Corrochano, 1994; Pérez González *et al.*, 1994; Mediavilla *et al.*, 1996b; Armenteros *et al.*, 2002). En el presente trabajo se reconocen 5 discontinuidades que separan 5 secuencias sedimentarias, aunque su extensión regional y precisión bioestratigráfica aún presentan problemas.

##### *Secuencia Aragoniense inferior* (1 en Fig. 6.19, Fig. 6.20a)

Es la base de la sucesión neógena y aflora en el dominio occidental (CD-6-8). Se dispone discordante sobre unidades paleógenas (CD-6-9) progresivamente más antiguas hacia el borde hasta apoyarse sobre substrato hercínico. Sus facies proximales corresponden (unidad Villalba de Adaja, Corrales *et al.*, 1978) al relleno de paleovalles de ríos trenzados de gravas relacionados con abanicos aluviales enraizados en el Macizo Ibérico. Distalmente, hacia el este, pasan a canales trenzados de arenas con predominio de facies arcóscas (unidad Pedrajas de Portillo, Portero *et al.*, 1983), al sur de Valladolid. La secuencia muestra una tendencia grandeciente que implica un episodio expansivo de la cuenca con jerarquización del drenaje, después del máximo diastrofismo de la fase Castellana (Armenteros *et al.*, 2002). Incluye la zona MN4 (El Guijo) en el sector occidental y, probablemente, la secuencia es equivalente a la parte superior de la sucesión del Mioceno inferior de la cuenca de Almazán, que se halla estratigráficamente por encima de los niveles que contienen el yacimiento de Ariza (MN 2/3).

##### *Secuencia Aragoniense medio* (2 en Fig. 6.19 y Fig. 6.20a)

Presenta una tendencia general progradante. Está integrada en el dominio occidental por la unidad de Tierra de Campos (CD-6-22, 6-23) (Hernández Pacheco, 1915), caracterizada por litosomas lenticulares de litarenitas, y por la unidad arcósica de Pedroso de la Abadesa (Carballeira y Pol, 1986). Ambas representan sistemas fluviales sinuosos procedentes del Macizo Ibérico, que progradan sobre el sistema lacustre central de la unidad Dueñas (CD-6-24). Ésta está constituida por facies lutítico-margosas, con niveles más carbonatados en el techo y niveles yesíferos en áreas

centrales. Representan una sedimentación lacustre desarrollada en las orlas marginales (lagos de llanura aluvial distal) y en las partes centrales, donde se depositan facies de lagos abiertos y otras de lagos cerrados con yesos (Del Olmo y Portero, 1982a; Armenteros, 1991; Pineda, 1996; Valle *et al.*, 1997). En el dominio oriental, la sucesión detrítica de Navapalos (Piqueras-Navapalos, Fig. 6.19 y CD-6-30), caracterizada por su composición litarenítica, es un sistema fluvial trenzado que evoluciona a sinuoso progradando sobre los ambientes fluvio-lacustres de la unidad Dueñas en la región de Milagros-Peñaflor.

Esta secuencia engloba las zonas MN5 en el dominio oriental (yacimiento de Montejo de la Vega) e incluye la zona MN6 (yacimientos de Valladolid1 y Simancas2) en el occidental.

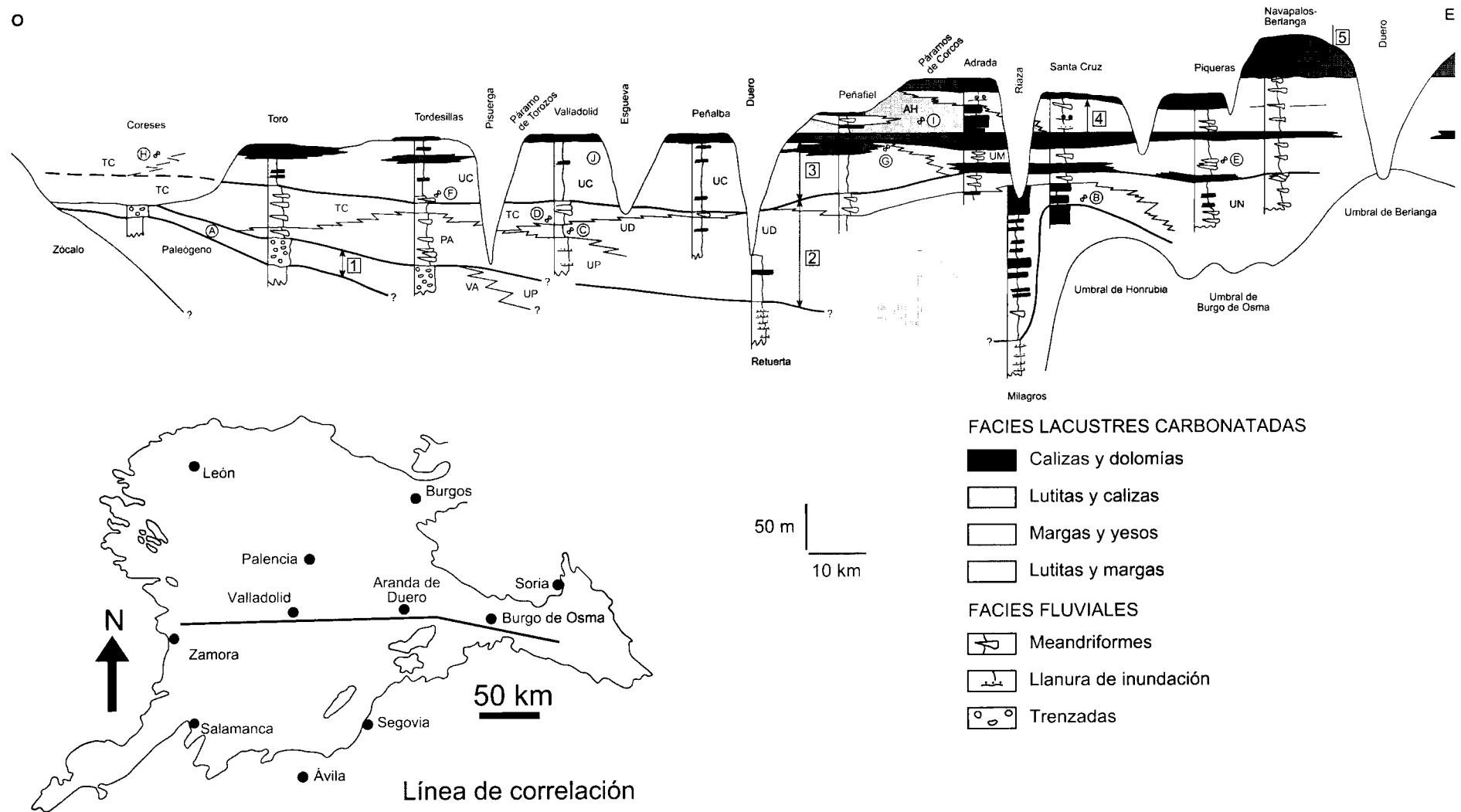
##### *Secuencia Aragoniense superior-Vallesiense inferior* (3 en Fig. 6.19 y Fig. 6.20b)

La discontinuidad basal es una ruptura sedimentaria relacionada con un cambio general a facies lutítico-carbonatadas desde la secuencia anterior, representado por un complejo de facies "ciénaga" (facies de Zaratán, Sánchez de la Torre, 1982). La discontinuidad del techo coincide con la base de las Calizas del Páramo Inferior.

En conjunto la secuencia es progradante. Las facies de cuenca son margas con intercalaciones de lutitas, calizas, dolomías y yesos, que componen la unidad Cuestas (CD-6-24, 6-25) y las calizas de la unidad de Milagros (CD-6-30, 6-34) y sus equivalentes en el sector oriental. Sobre ambas progradan las unidades de Tierra de Campos y sus equivalentes laterales en el resto de los márgenes de la cuenca (Portero *et al.*, 1983; Corrales *et al.*, 1986; Armenteros, 1986; Ramos Martín y Alonso-Gavilán, 1989; Mediavilla *et al.*, 1996b; Pineda, 1996).

La unidad Cuestas (CD-6-24, 6-25) representa una sedimentación lacustre margoso-carbonatada con episodios yesíferos (Del Olmo y Portero, 1982b; Armenteros, 1986; Corrochano *et al.*, 1986; Carballeira y Pol, 1986; Mediavilla 1986-1987; Corrochano y Armenteros, 1989; Armenteros, 1991; Armenteros *et al.*, 2002). Sus orlas están constituidas por llanuras lutíticas con desarrollo de deltas lacustres en el sector occidental (Corrochano *et al.*, 1986; Corrochano y Valle, 1997; Carballeira y Pol, 1986) y abundantes niveles de caliche en el sector oriental. Las calizas de Milagros (CD-6-31, 6-32) indican una sedimentación carbonatada palustre sobre la que prograda el sistema fluvial axial dirigido hacia el oeste y los abanicos aluviales enraizados en el paleorrelieve de Honrubia (Armenteros, 1986). En el sector occidental, la unidad fluvial progradante (Tierra de Campos) se articula en sistemas fluviales trenzados y de elevada sinuosidad (Corrales *et al.*, 1986).

Esta secuencia contiene las zonas de mamíferos MN8 (Villavieja del Cerro) en la unidad Cuestas y MN9 (Benavente) en la de Tierra de Campos dentro del dominio occidental (Fig. 6.19). En el dominio oriental incluye las zonas MN7 (Piquera de San Esteban, situado a mitad de la secuencia Milagros-Piqueras) y MN9? (yacimiento de Fuentelís, *Hipparion primigenium*, Armenteros, 1986) a techo de la misma secuencia. Estas dataciones indican una heterocronía de la secuencia que es más moderna en el dominio occidental, si bien cabe advertir que las Zonas MN7 y MN8 son difíciles de separar y en conjunto tienen parecida extensión temporal que las limítrofes (zonas 6 y 9; véase Calvo *et al.*, 1993).



**Figura 6.19.-** Esquema de correlación para el Neógeno de la cuenca del Duero. *Secuencias estratigráficas neógenas:* 1, 2, 3, 4 y 5. *Unidades estratigráficas:* AH, Adrada de Haza; CPI, Calizas del Páramo Inferior; PA, Pedroso de la Abadesa; TC, Tierra de Campos; UD, Dueñas; UM, Milagros; UN, Napavalos; UP, Pedrajas de Portillo; VA, Villalba de Adaja; *Yacimientos fósiles de vertebrados:* A, El Guijo, MN4; B, Montejo de la Vega, MN5; C, Valladolid 1, MN6; D, Simancas 2, MN6; E, Piqueras de San Esteban, MN7; F, Villavieja del Cerro, MN8; G, Fuentelisedo, MN9; H, Benavente, MN9; I, Los Valles de Fuentidueña, MN9; J, Torremormojón, MN10.

**Secuencia Vallesiense inferior-Turolense?** (4 en Fig. 6.19 y Fig. 6.20c)

Esta secuencia incluye la zona MN10 (Torremormojón1, situado hacia la base de las Calizas del Páramo Inferior), la zona MN9 (Los Valles de Fuentidueña, situado sobre la misma unidad), y la zona MN11/12 (?) (Tariago, sobre las Calizas del Páramo Inferior). La base de la secuencia es la unidad de Calizas del Páramo Inferior (CD-6-27), sobre la que progradan las unidades detríticas de composición litarenítica de Adrada-Berlanga (CD-6-33), provenientes de las áreas fuentes orientales del Sistema Ibérico, (Armenteros, 1986; Huerta y Armenteros, 2002). La Unidad Calizas del Páramo Inferior (CD-6-27) son facies carbonatadas palustres y de lagos someros de baja pendiente y márgenes fluctuantes (Armenteros, 1986; Mediavilla y Dabrio, 1989; Armenteros, 1991) con restos fósiles de gasterópodos, ostrácodos y caráceas (Civis *et al.*, 1989).

**Secuencia Vallesiense inferior-Turolense?** (5 en Fig. 6.19 y Fig. 6.20c)

La secuencia superior neógena es sólo patente en el sector oriental de la cuenca y está representada por el último nivel calcáreo que sirve de base al páramo alto de Burgos y Soria (Armenteros, 1986; Huerta y Armenteros, 2002) (CD-6-27). Su espesor varía desde pocos metros a más de 30 metros en la cuenca de Almazán. Su edad pudiera ser miocena superior y/o pliocena si se tiene en cuenta que los depósitos fluviales de centro de cuenca por debajo de este nivel calizo contienen restos fósiles asignados al Turolense superior (Mediavilla *et al.*, 1996b), aunque estos autores indican que esta secuencia detrítico-caliza es parte del vaciado de la cuenca, relacionándola con la primera terraza en esta área.

En discontinuidad sobre este nivel calizo reposa una formación conglomerático-arenosa que tradicionalmente se ha hecho equivalente a la raña (Molina y Armenteros, 1986) (CD-6-34) y que representa una sedimentación de ríos trenzados que da fin al registro lacustre en la cuenca.

Por último, Armenteros *et al.* (2002) proponen un esquema de correlación espacial entre las principales unidades litoestratigráficas en los diferentes dominios de la cuenca del Duero a lo largo del tiempo (CD-6-35, 6-36, 6-37, 6-38).

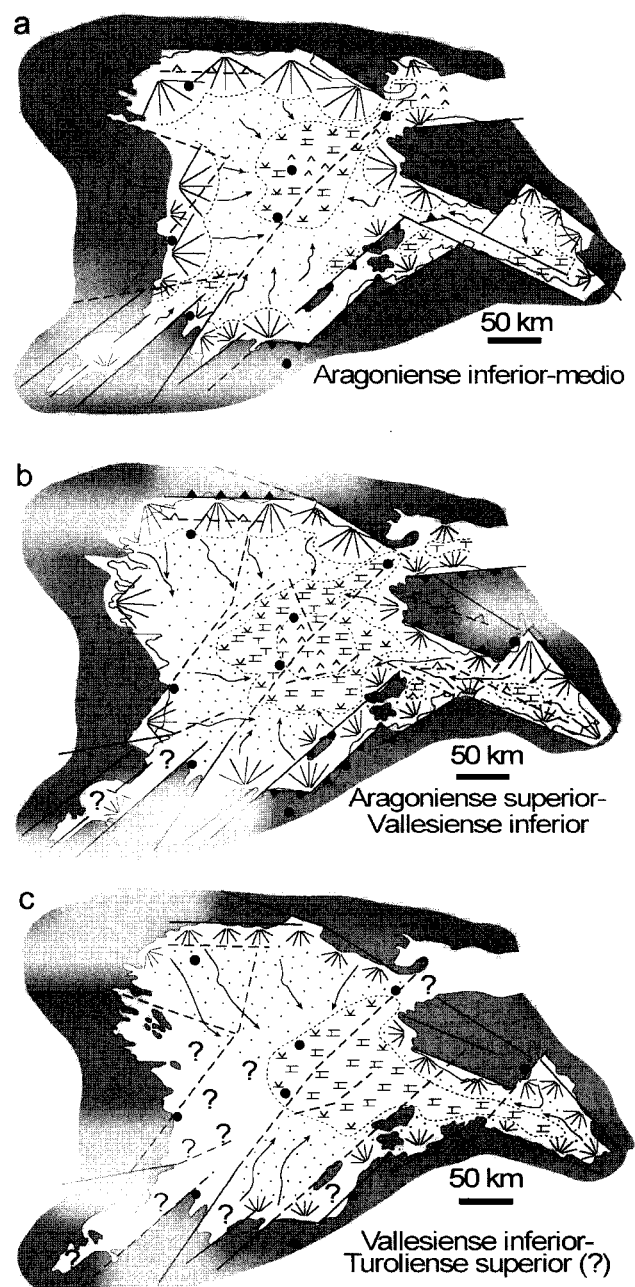
**6.5. CUENCA DEL TAJO**

Coordinador: A.M. Alonso-Zarza

Autores: A.M. Alonso-Zarza, J.P. Calvo, P.G. Silva y T. Torres

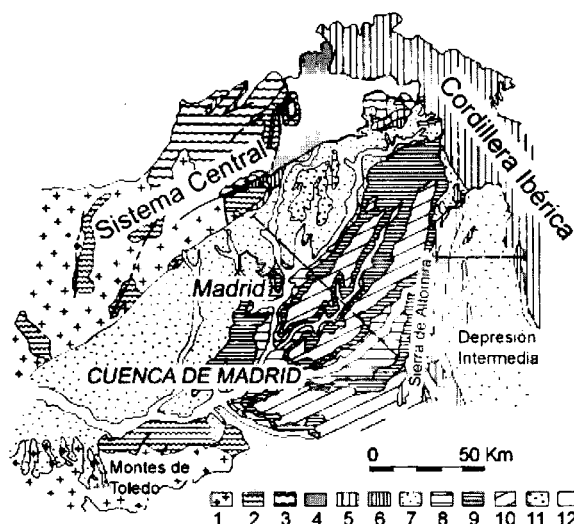
La Cuenca de Madrid y la Depresión Intermedia, también denominada Cuenca de Loranca, forman en conjunto lo que se denomina Cuenca del Tajo, cuya extensión es de unos 20000 km<sup>2</sup> (Fig. 6.21). La individualización de las dos cuencas se produjo por el levantamiento de la Sierra de Altomira, que es un cinturón estrecho de pliegues y cabalgamientos, que verge hacia el oeste y tiene una dirección general N-S, y que comenzó a emplazarse al final del Paleógeno. La Depresión Intermedia es, al menos para las unidades inferiores, una cuenca *piggy back*, generada durante la Orogenia Alpina según una tectónica de piel fina que se nuclea a favor de una falla en el basamento por un accidente central: el anticlinal de Trillo-Pareja-Huete-Carrascosa. La Cuenca de Madrid es una cuenca intracratónica, en la que la estructura de sus márgenes

está condicionada por los esfuerzos que afectaron al margen de la Placa Ibérica durante los movimientos alpinos (Alvaro *et al.*, 1979). El margen norte de la cuenca está constituido por el basamento granítico y las rocas metamórficas del Sistema Central. El contacto con los sedimentos terciarios es mediante un cabalgamiento N60 (Fig. 6.22), con un salto de más de 2000 m, que fue activo desde el Paleógeno al Mioceno medio. El margen sur de la cuenca, los Montes de Toledo, está formado por granitos y rocas metamórficas de alto grado, cuyo contacto con los depósitos terciarios es mediante un cabalgamiento E-O que buza unos 45° hacia el sur. Los márgenes orientales, Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira (Fig. 6.22), están formados esencialmente por materiales mesozoicos. El límite oriental de la Depresión Intermedia



**Figura 6.20.-** Etapas paleogeográficas más representativas del Neógeno de la cuenca del Duero. **a)** Aragoniense inferior-medio, **b)** Aragoniense superior-Vallesiense inferior y **c)** Vallesiense inferior-Turolense superior (?).

está constituido por la Cordillera Ibérica mientras que su borde occidental lo constituye la Sierra de Altomira. Hacia el sur, la cuenca conecta con La Mancha y hacia el norte con la Cuenca de Madrid.



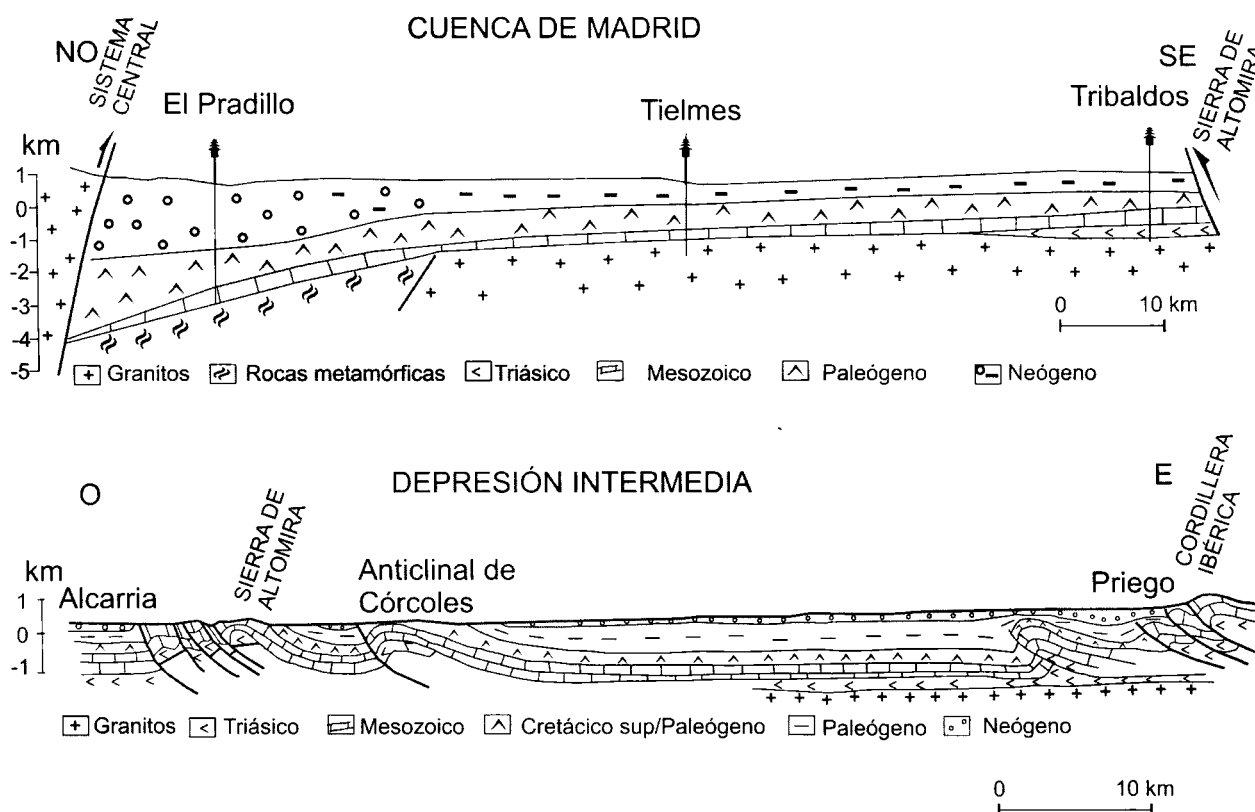
**Figura 6.21-** Esquema geológico de la Cuenca del Tajo y sus márgenes. Las líneas indican el trazado de los perfiles representados en la Fig. 6.22. Leyenda: 1. Rocas plutónicas; 2. Pizarras, mármoles, cuarcitas y gneises; 3. Pizarras y metagrauvas; 4. pizarras, cuarcitas y metavulcanitas; 5. Mesozoico; 6. Paleógeno; 7. Mioceno indiferenciado; 8. Unidad Inferior del Mioceno; 9. Unidad Intermedia del Mioceno; 10. Unidad Superior del Mioceno; 11. Plioceno; 12. Cuaternario.

## 6.5.1. La Cuenca de Madrid

### 6.5.1.1. Paleógeno

Los afloramientos paleógenos de la Cuenca de Madrid son muy discontinuos en superficie y forman cinturones relativamente estrechos que afloran en la zona norte de la cuenca, en la parte este de la Sierra de Altomira y sobre la zona norte de los Montes de Toledo. La discontinuidad de los afloramientos y la variedad de materiales, con importantes cambios de facies, hace que sea difícil establecer un cuadro estratigráfico claro y detallado de estos materiales. En líneas generales se pueden diferenciar dos grandes unidades dentro del Paleógeno (Fig. 6.23):

1. *Unidad de Torrelaguna-Uceda* (Portero y Olivé, 1984), constituida por unos 1100 m de lutitas, yesos, conglomerados y calizas. Se depositó en sistemas de abanicos aluviales junto con los que se desarrollaron lagos evaporíticos. En la zona NE de la cuenca, la unidad aflora en el núcleo del anticlinal de Baidés, donde presenta una potencia de unos 200 m (CD-6-39). La edad de esta unidad es Cretácico superior-Eoceno.
2. *Unidad de Beleña de Sorbe-Torremocha de Jadraque*. Su potencia puede alcanzar 900 m. Esta unidad se puede subdividir en tres subunidades: una de calizas y margas lacustres, con un espesor medio de 350 m, cuya edad se atribuye al Headoniense-Eoceno superior (Arribas, 1986; Ríos *et al.*, 2002); otra esencialmente detrítica, que también incluye niveles de yesos crema, margas y calizas. La edad de esta subunidad se atribuye al Sueviense-Areveniense y su potencia, observable en las proximidades de Villaseca de Henares, es de unos 200 m. La tercera sub-



**Figura 6.22.-** Perfiles sísmicos esquemáticos de la Cuenca de Madrid (modificado de Racero, 1988) y de la Depresión Intermedia.



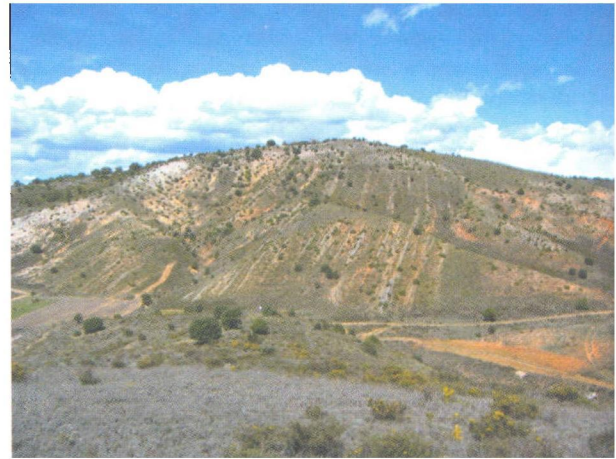
nidad tiene un espesor de unos 50 m y está formada por lutitas rojas que incluyen niveles de areniscas y conglomerados, estando todos estos materiales muy edafizados.

La geometría y relación entre estas unidades paleógenas y los materiales neógenos suprayacentes se observa muy bien a lo largo del anticlinal de Baidés, en el borde NE de la Cuenca de Madrid, donde se reconoce una discordancia progresiva de la que forman parte estas unidades paleógenas y las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno. Por el contrario, sólo unos 5 km al sur (Villaseca de Henares), la serie paleógena está invertida y los depósitos miocenos son claramente discordantes sobre los paleógenos (Fig. 6.24). La correlación de estas unidades con los materiales que afloran en la zona sur de la cuenca no es fácil debido a la discontinuidad de afloramientos y a la escasez de fauna y flora de los mismos. Cabe destacar, no obstante, la falta de afloramientos de yesos en estas áreas, el carácter detrítico de gran parte de los mismos y la importante presencia de paligorskita (Calvo *et al.*, 1993; Rodas *et al.*, 1994).

### 6.5.1.2. Neógeno

#### Unidad Inferior del Mioceno

Los depósitos correspondientes a esta unidad se disponen en discordancia angular y erosiva sobre materiales paleógenos en zonas marginales de la cuenca (Alonso-Zarza *et al.*, 1993). En partes centrales de ésta, los depósitos miocenos y paleógenos se disponen en conformidad estratigráfica, alcanzando los primeros un espesor superior a los 500 m, tal como se deduce de los perfiles sísmicos y sondeos profundos disponibles (Racero, 1988).

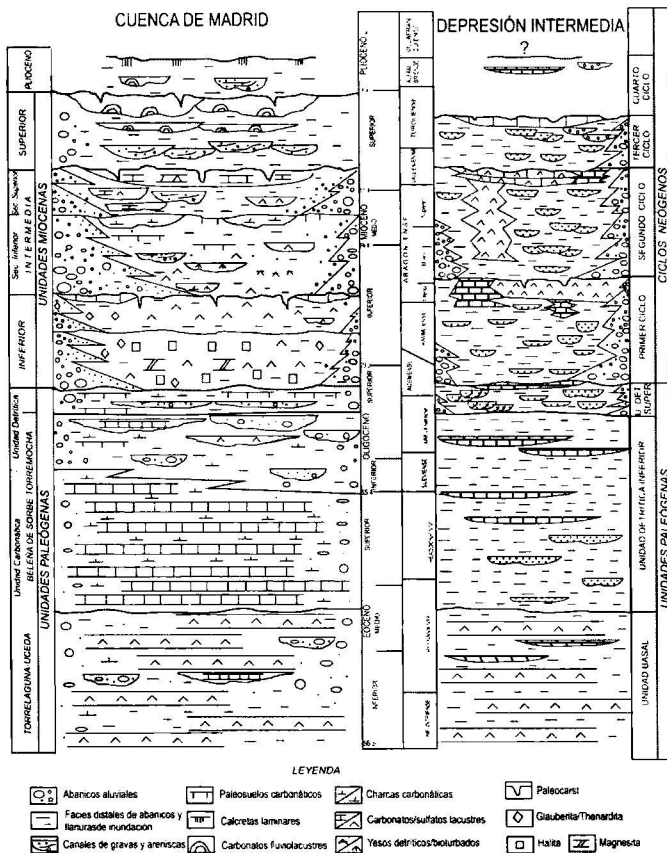


**Figura 6.24.-** Relación entre los depósitos paleógenos y neógenos en el área de Villaseca de Henares (NE de la Cuenca de Madrid). La serie paleógena está invertida y sobre ella, en discordancia angular y erosiva, se depositan los materiales neógenos.

La Unidad Inferior del Mioceno presenta diferentes tipos de sedimentos que se ordenan de acuerdo con un modelo concéntrico de facies. Esta ordenación es el resultado de la distribución de sistemas lacustres hidrológicamente cerrados a lo largo del Mioceno inferior y parte del Mioceno medio (Calvo *et al.*, 1989, 1996). Los depósitos lacustres que caracterizan esta unidad en partes centrales de la cuenca son de naturaleza netamente evaporítica, con una asociación bastante compleja de fases sulfatadas, carbonatos y cloruros. Así, Ortí *et al.* (1979), García del Cura (1979) y Ordóñez y García del Cura (1994) han descrito e interpretado los depósitos de yeso (CD-6-40), anhidrita, glauberita, thenardita, polihalita, halita, dolomita y magnesita, observables tanto en afloramiento como en sondeos. La presencia de estas fases salinas es consecuencia del reciclado de formaciones evaporíticas mesozoicas y paleógenas, en particular las relacionadas con el emplazamiento de la Sierra de Altomira y Cordillera Ibérica, en el lado este de la Cuenca de Madrid (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1991; Calvo *et al.*, 1996).

Los sedimentos lacustres de la Unidad Inferior se localizan sobre todo en la zona centro-oriental de la Cuenca de Madrid. Hacia los bordes de cuenca gradan a depósitos terrígenos (Fig. 6.23, CD-6-41) que forman orlas de diferente amplitud según el borde considerado: amplitud muy reducida en las proximidades de la Sierra de Altomira (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1991) y de los Montes de Toledo, orlas formadas por sistemas fluviales de amplia extensión en el área NE de la cuenca (Alonso-Zarza *et al.*, 1993) y orlas constituidas por depósitos arcóscicos en facies de abanico aluvial hacia el oeste. López Olmedo *et al.* (2003) reconocen dos subunidades dentro de los materiales arcóscicos que constituyen la Unidad Inferior del Mioceno en el sector occidental de la cuenca (CD-6-42).

El techo de la Unidad Inferior viene marcado por una tendencia a la ampliación y estabilización de los sistemas lacustres durante el Aragoniense medio (Calvo *et al.*, 1989), hecho que se correlaciona lateralmente con un neto desarrollo de paleosuelos en los sistemas aluviales que forman las orlas de materiales terrígenos asociadas a los distintos bordes de cuenca (Alonso-Zarza *et al.*, 1993; López Olmedo *et al.*, 2003). En áreas centrales de ésta, la discontinuidad estratigráfica entre la Unidad Inferior y la suprayacente (CD-6-43) queda subraya-



**Figura 6.23.-** Columnas estratigráficas sintéticas de la Cuenca de Madrid y de la Depresión Intermedia.



da por la presencia de una superficie paleokárstica en materiales yesíferos (Rodríguez-Aranda *et al.*, 2002).

### Unidad Intermedia del Mioceno

La Unidad Intermedia presenta una potencia variable entre 50 y 200 m y su edad abarca desde el Aragoniense medio al Vallesiense. La base de la Unidad Intermedia queda marcada por la penetración de depósitos detríticos sobre materiales lacustres (carbonatos y evaporitas) del techo de la Unidad Inferior. La Unidad Intermedia está formada por dos subunidades, cuyo límite se sitúa en el Aragoniense superior (Fig. 6.23). Hacia techo de cada subunidad y también en el conjunto de la unidad hay una tendencia clara a la disminución de los depósitos aluviales con el consiguiente aumento en la proporción de los términos edáficos y lacustres.

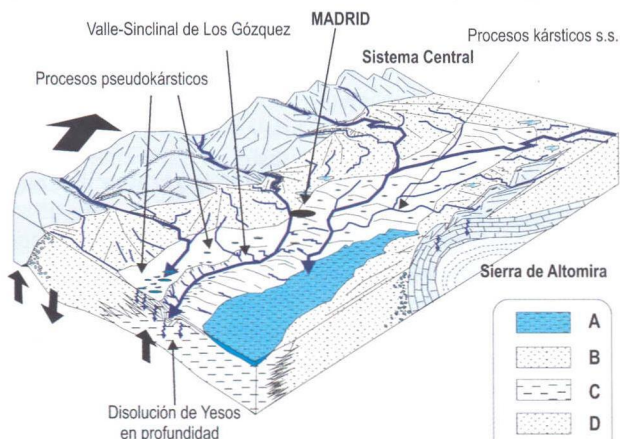
Los depósitos aluviales forman un cinturón discontinuo a lo largo de los márgenes de la cuenca. Su anchura varía de cientos de metros a 30 km, siendo máxima en el borde norte de la cuenca y menor en los márgenes sur y sureste (Alonso-Zarza *et al.*, 1993). La composición y morfología del área fuente controlaron las características de estos sistemas deposicionales. Así, en los bordes norte y sur son dominantes los depósitos arcósicos de gran extensión que pasan a arcosas finas, paleosuelos carbonáticos y arcillas, algunas muy ricas en magnesio (sepiolita y esmectitas) en las zonas distales y lacustres. En los márgenes N y NE, los sistemas aluviales tuvieron menos extensión y consisten sobre todo en gravas gruesas que pasan distalmente a lutitas rojas con muchos niveles edáficos (Alonso-Zarza *et al.*, 1992a) (CD-6-44). En el margen S son escasos los depósitos de areniscas tabulares que también pasan a lutitas rojas (Sanz, 1996). Hay que señalar que uno de los rasgos más característicos de esta unidad es la amplia presencia de niveles edáficos (CD-6-45), así como de carbonatos lacustres muy someros (Alonso-Zarza *et al.*, 1992b; Sanz *et al.*, 1995).

Los depósitos netamente lacustres también varían a lo largo de la cuenca. Así, en las zonas sur y este de la cuenca se depositaron yesos seleníticos, lenticulares y detríticos, formados en lagos someros de moderada salinidad; hacia el norte los depósitos lacustres son esencialmente carbonatos dolomíticos. Todo ello contrasta con los carbonatos de agua dulce depositados en la zona NE. En la secuencia superior, los depósitos lacustres son sobre todo carbonatos de agua dulce, estando los ambientes más evaporíticos restringidos a las zonas S y E de la cuenca. El techo de la Unidad registra una amplia expansión de los carbonatos lacustres, en general someros (Calvo *et al.*, 1989) (CD-6-46, 6-47), sobre los que se desarrolló un importante sistema paleokárstico (Cañaveras *et al.*, 1996) (Fig. 6-25, CD-6-48).

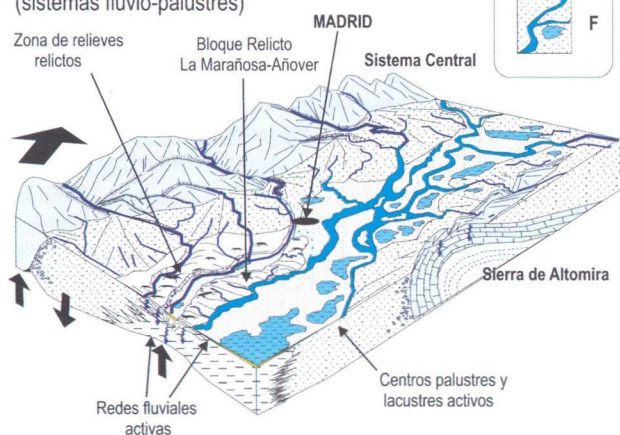
### Unidad Superior del Mioceno

La sedimentación de esta unidad supone un cambio muy significativo, pues la distribución de facies no sigue el modelo concéntrico mostrado por las unidades infrayacentes. Esta unidad presenta un espesor máximo de 50 m. La base son sedimentos detríticos que se depositaron en un sistema fluvial con dirección dominante N-S. En detalle, en las zonas centrales de la cuenca la morfología de los sistemas fluviales estuvo condicionada por la topografía del sistema cárstico infrayacente (Calvo *et al.*, 1989) (Fig. 6.25). Los carbonatos de la parte superior de la unidad son tobos y micritas fosilíferas depositadas en un sistema fluvio-lacustre de agua dulce (Sanz, 1996; Wright *et al.*, 1997).

#### 1. Techo Unidad Intermedia: Relieves intracuencales (Paleokarst Clásico + Procesos pseudokársticos tipo Piping)



#### 2. Base Unidad Superior Red Fluvial intramiocena (sistemas fluvio-palustres)



**Figura 6.25.-** Bloques diagrama mostrando la paleogeografía y contexto geomorfológico generados por el paleokarst del techo de la Unidad Intermedia (1) y posterior instalación de la Red Fluvial Intramiocena (2). A. Áreas lacustres y palustres; B. Áreas con sedimentación detrítica; C. Depósitos lacustres evaporíticos. D. Depósitos lacustres y transicionales; E. Karst, pseudokarst y líneas de drenaje erosivas, F. Sedimentación fluvio-palustre. Las flechas indican el sentido relativo de los movimientos isostático-flexurales que interfieren en la evolución de la Cuenca.

### Plioceno

Los afloramientos pliocenos son muy discontinuos a lo largo de la cuenca, estando bien representados en las zonas sur y este. En estas zonas se diferencian dos unidades. La unidad inferior o "series rojas" (Pérez-González, 1982), también denominada Unidad detrítica pliocena (Sanz, 1996), está formada por un máximo de 40 m de lutitas rojas, areniscas y conglomerados, cuyos afloramientos siguen una dirección N-S, siendo muy frecuentes los canales con relleno carbonático. La unidad superior del Plioceno está representada en el centro de la cuenca por una potente calcreta laminar (Sanz, 1996). Hacia los márgenes de la cuenca y con edades algo más recientes se desarrollaron las rañas y rampas arenosas.

### 6.5.2. La Depresión Intermedia

El registro estratigráfico de la cuenca ha permitido distinguir tres unidades paleógenas y una unidad neógena compleja dividida en cuatro ciclos.

#### 6.5.2.1. Paleógeno

La Unidad Basal (Díaz Molina, 1978) o Fm Arcillas margas y yesos de Villalba de la Sierra (Meléndez *et al.*, 1985) está compuesta fundamentalmente por lutitas yesíferas verde-gris y yeso nodular sacaroideo con estructura “*chicken wire*” (anhidrita en sondeos). Presenta intercalaciones decimétricas de calizas y dolomías micríticas. Hacia techo aparecen intercalaciones de areniscas y lutitas abigarradas con dolomías carniolares. Se emplaza concordante sobre la Fm Brechas de Cuenca, de edad Cretácico. Su potencia supera los 300 m y su edad es Maastrichtiense (Senoniense)-Eoceno medio.

La Unidad Detrítica Inferior (Díaz Molina, 1974) está compuesta por conglomerados y areniscas, lutitas y calizas. Las estructuras sedimentarias permiten interpretar los conglomerados y areniscas como depósitos de canal, las lutitas corresponden a depósitos de llanura de inundación o lacustres; las calizas son lacustres. Su potencia oscila entre 150 y 300 m y su edad es Rhenaniense-Arverniense inferior (Torres y Zapata, 1986).

La Unidad Detrítica Superior (Díaz Molina, 1974) se depositó sobre una discordancia con paleorrelieve sobre los materiales de unidades más antiguas. En su parte inferior está formada por conglomerados polimícticos y poligénicos y areniscas (subarcosas a litarenitas) grises en sondeo, lutitas marrones, calizas y yesos, nodulares a veces, con abundante materia orgánica – niveles de gyttja o lignito). Las areniscas son depósitos de canales. Las lutitas generalmente corresponden a depósitos de llanura de inundación. Las calizas y yesos se interpretan como depósitos palustres-lacustres. La potencia es variable, superando los 500 m en la parte central de la cuenca. Su edad es Arverniense inferior-Ageniense.

#### 6.5.2.2. Neógeno

Todo el Neógeno de la Depresión Intermedia se incluye en la Unidad Terminal (García Abad, 1977), que abarca cuatro ciclos (Torres y Zapata, 1986). El Primer Ciclo Neógeno se deposita según una discordancia con paleorrelieve sobre materiales más antiguos en zonas plegadas y definiendo una ruptura sedimentaria con la Unidad Detrítica Superior en zonas centrales de la cuenca. Está compuesto por conglomerados, areniscas grises y negras en sondeo, lutitas, yesos bioturbados y detríticos, calizas y arcillas de neoformación (sepíolitas de Pareja). Se interpretan, en su conjunto, como depósitos de abanico aluvial (CD-6-49) gradando a una zona central lacustre con su depocentro entre Huete y Pareja. De acuerdo con datos de sondeo, su potencia máxima es de 350 m. Su edad es Ageniense superior-Aragoniense medio.

El Segundo Ciclo Neógeno se deposita según una discordancia con paleorrelieve sobre materiales más antiguos en zonas plegadas o definiendo una ruptura sedimentaria con el ciclo anterior en zonas centrales de la cuenca. Sus caracteres litológicos son similares a los del Primer Ciclo Neógeno pero predominan los carbonatos sobre los sulfatos. En Córcoles se desarrolla una zona palustre carbonatada con importantes anomalías geoquímicas ligadas a aguas epitermales. La edad

de la unidad es Aragoniense medio-Vallesiense. La potencia máxima es de unos 200 m.

El Tercer Ciclo Neógeno se corresponde con las “Calizas del Páramo”, en cuya base se observan las arenas de la “red fluvial intramiocena”, constituida por conglomerados y arenas con paleocorrientes de dirección E-O. Por criterios regionales, Torres *et al.* (1984) le atribuyen una edad Vallesiense-Turolense. Su potencia se estima en unos 50 m.

El Cuarto Ciclo Neógeno está representado por materiales detríticos o químicos (CD-6-50), a los que se atribuye, en ocasiones sin criterios paleontológicos claros, edad Plioceno.

### 6.5.3. Evolución paleogeográfica y eventos significativos

Durante el Terciario, la evolución paleogeográfica de la Cuenca del Tajo estuvo condicionada esencialmente por los procesos tectónicos que levantaron y afectaron a sus márgenes. La deformación sufrida por esta cuenca es el resultado de la transmisión de esfuerzos hacia el interior de la Placa Ibérica causado por la convergencia de África y Eurasia (Vegas y Banda, 1982; Sanz de Galdeano, 1996) (ver Capítulo 7). El clima y la composición de las áreas fuente influyeron también de forma notable en las características de la sedimentación y en la distribución de los depósitos a lo largo de la cuenca.

Dentro del Macizo Ibérico, la reactivación de las estructuras previas condicionó la formación de las Cuencas del Duero y del Tajo. La diferenciación de ambas cuencas, que supone el levantamiento y generación del relieve del Sistema Central, tuvo lugar, según Portero y Aznar (1984), en el límite Eoceno-Oligoceno, muy posiblemente durante el Eoceno superior. Esta primera estructuración del Sistema Central aparece relacionada con la migración hacia el sur de la deformación compresiva que estructuró los Pirineos (Vegas *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano, 1996). Tanto en la Cuenca de Madrid como en la Depresión Intermedia, la sedimentación fini-cretácica y los depósitos paleógenos suprayacentes testimonian la retirada progresiva del mar en la zona centro peninsular. El registro sedimentario desde el Cretácico terminal hasta el Eoceno medio es pre-tectónico, esto es, anterior a la deformación que individualizó las cuencas del Duero y Tajo.

El siguiente episodio importante se sitúa en el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior, durante la denominada “Etapa Ibérica” (Capote *et al.*, 1990), y coincide con la estructuración de la Cordillera Ibérica, controlando la distribución de los sedimentos paleógenos en muchos puntos del Sistema Central. La individualización de la Depresión Intermedia se produjo también al final del Paleógeno debido a la imbricación progresiva de la Sierra de Altomira hacia el oeste (De Vicente *et al.*, 1996a,b; Gómez-Fernández *et al.*, 1996). La intensa actividad tectónica durante gran parte del Oligoceno y el inicio del Mioceno inferior es responsable de las distintas discordancias, tanto progresivas como angulares, que se reconocen dentro de los materiales paleógenos. En la Cuenca de Madrid el efecto de levantamiento de sus márgenes queda patente en la evolución vertical de materiales lacustres (carbonatos y evaporitas) a depósitos aluviales gruesos que culminan las sucesiones paleógenas (Fig. 6.23). En la Depresión Intermedia, la sedimentación de la Unidad Detrítica Superior aparece claramente condicionada por el emplazamiento de la Sierra de Altomira, mostrando los depósitos de esta unidad un cambio radical en la naturaleza del área fuen-



te. La evolución hacia techo de esta unidad viene caracterizada por el predominio de lutitas y carbonatos lacustres (ENUSA, 1984).

En los dos sectores de la Cuenca del Tajo, las unidades miocenas más inferiores se disponen en discordancia sobre los materiales infrayacentes, lo que pone de manifiesto la continuidad de la deformación compresiva. En la Depresión Intermedia los tres primeros ciclos del Neógeno configuran una discordancia progresiva observable en el barranco de Pareja (Fig. 6.26). El techo de la Unidad Inferior de la Cuenca de Madrid y del Primer Ciclo Neógeno de la Depresión Intermedia coincide con el desarrollo de sistemas lacustres someros a lo largo de toda la cuenca. La amplia presencia de evaporitas responde a la erosión y reciclado de formaciones evaporíticas mesozoicas y paleógenas (Rodríguez-Aranda *et al.*, 1991). Sobre los depósitos lacustres progradan bruscamente los depósitos clásticos de la base de la Unidad Intermedia o del Segundo Ciclo. Localmente, en la Cuenca de Madrid se observa una discordancia angular entre estas dos unidades. Esta discordancia refleja movimientos compresivos y también direccionales, que afectaron sobre todo al Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996b) y que corresponde *s.l.* a la “Fase Guadarrama” (Capote *et al.*, 1990). La discontinuidad entre las dos secuencias de la Unidad Intermedia (Fig. 6.23), puede relacionarse, desde el punto de vista tectónico, con los movimientos en dirección y de compresión uniaxial del borde SO de la Cordillera Ibérica, aunque es posible que el clima condicionara también esta discontinuidad de orden menor dentro del Aragoniense superior, que sólo queda registrada en la Cuenca de Madrid.



**Figura 6.26.-** Discordancia entre los tres primeros ciclos neógenos en el Barranco de Pareja (Depresión Intermedia).

El cambio generalizado en la estructuración de la cuenca, de un régimen compresivo a otro distensivo, tuvo lugar en el Vallesiense y coincide a grandes rasgos con la discontinuidad entre las Unidades Intermedia y Superior de la Cuenca de Madrid o entre el Segundo y Tercer Ciclo neógeno de la Depresión Intermedia (Fig. 6.23). Esta discontinuidad es muy significativa y, si bien en los bordes de la cuenca no se reconoce ninguna discordancia, hacia las zonas centrales queda bien marcada por el importante paleokarst desarrollado sobre los carbonatos del techo de la Unidad Intermedia (Cañaveras *et al.*, 1996), que indica un

descenso significativo del nivel de base de la cuenca. En las zonas de transición a las facies marginales arcóscas del área occidental, los fenómenos pseudokársticos de erosión subsuperficial, de tipo “*piping*”, sustituyeron a los procesos puramente kársticos del centro de la cuenca (Fig. 6.25). Es en algunas de las cavidades generadas en estas zonas donde se ubica el sistema de yacimientos de mamíferos del Cerro de Los Batallones de edad Vallesiense superior (Pozo *et al.*, 2004) (CD-6-51).

Este nuevo marco morfotectónico se encuentra relacionado con el inicio de un importante proceso de elevación tectónica regional asociado a fenómenos flexurales de basamento y litosféricos, asociados a la compresión NO-SE Bética (Andeweg *et al.*, 1999; De Bruijne y Andriessen, 2002). Este proceso da lugar a la primera creación de un importante relieve intracuenal subparalelo al Sistema Central, que sirve de escenario para la generación de grandes fosas sinclinales, como la de Los Gozquez-Valle de las Cuevas (Silva y González-Hernández, en prensa). Estas estructuras extensivas se originan por encima de la superficie neutra de la flexión anticlinal (*bulge*) del basamento de la cuenca, asociada al cabalgamiento del borde S del Sistema Central (Andeweg *et al.*, 1999).

En este contexto topográfico de relieves intracuenales se reanuda la sedimentación de la Unidad Superior (Fig. 6.25) y del Tercer Ciclo Neógeno con la instalación de importantes sistemas fluviales, a favor de las irregularidades topográficas, y que continúa en un régimen fluvio-lacustre rellenando y enrasando los relieves previos.

Desde el Vallesiense hasta el Plioceno, han continuado activas las fallas normales del centro de cuenca. Los cambios más importantes parecen ser climáticos. No obstante, durante el Plioceno inferior se produce la deformación de las calizas de la Unidad Superior, generando los nuevos surcos sinclinales (Tajo y Tajuña) en respuesta a la amplificación del “*forebulge* isostático” del Sistema Central hacia centro de cuenca (Andeweg *et al.*, 1999). A favor de estos surcos se instala una nueva red fluvial que fosiliza el karst generado sobre la Unidad Superior y que afirma ya el neto carácter exorreico de la cuenca. Las variaciones en el grado de aridez dentro del Plioceno parecen condicionar el desarrollo de sistemas kársticos en las etapas de mayor humedad y de calcretas laminares en las más áridas (Sanz, 1996).

La inversión de la cuenca durante el Plioceno, aunque ya iniciada en el Mioceno final, va acompañada por un significativo aumento de los valores de elevación y denudación en el Sistema Central. Las tasas de elevación se estiman entre  $4,7 \pm 1,0$  y  $5,9 \pm 1,6$  km desde el Mioceno medio, y las de denudación de hasta los 3,2 km desde el inicio del Plioceno hasta la actualidad (De Bruijne y Andriessen, 2002). En la Depresión Intermedia los depósitos pliocenos rellenan depresiones generadas por colapso de materiales calcáreos del Cenozoico o incluso del Cretácico y parecen corresponder a episodios extensivos cenozoicos muy tardíos.

En el tránsito Plio-Pleistoceno, y de forma diacrónica, se produce un proceso de integración del drenaje mediante el acoplamiento definitivo de los antiguos canales alimentadores de los sistemas marginales detríticos (p.ej., rañas y rampas arenosas pliocenas) con el drenaje extracuenal atlántico (Silva y González-Hernández, en prensa). En cualquier caso, este proceso viene acompañado de un basculamiento generalizado hacia el SO. La presencia de sismitas en las terrazas pleistocenas del bajo Jarama indica una actividad neotectónica continuada en las partes centrales de la cuenca.



mo de materiales triásicos en zonas marginales o internas de algunas cuencas neógenas (Moissenet, 1985). Por lo que respecta a las facies de *carbonatos lacustres*, son abundantes las calizas y margas de medios someros o pantanosos e incluso fluvio-lacustres (facies de carbonatos nodulosos y tobas calcáreas; Alonso-Zarza y Calvo, 2000), así como de ambientes sublitorales (por ejemplo, las Calizas de Bolage, en la zona de Teruel-Ademuz) y profundos, con desarrollo de fondos anóxicos perennes. En estos últimos se acumularon *sedimentos ricos en materia orgánica* (Anadón *et al.*, 1989; De las Heras *et al.*, 2004), a veces con *preservación excepcional de fósiles* (Peñalver, 2002; Anadón *et al.*, 2003; McNamara *et al.*, 2003).

Una de las características más notable de las cuencas neógenas de la Cordillera Ibérica es la *riqueza de yacimientos de vertebrados*. La especificidad y variedad de sus asociaciones faunísticas, así como la continuidad de sus secciones estratigráficas, ha llevado al establecimiento de varios estratotipos de pisos de ámbito continental mediterráneo. El *Rambliense* (parte basal del Mioceno inferior), fue definido por Daams *et al.* (1987) cerca de la localidad de Calamocha (Cuenca de Calatayud). El *Aragoniense* (parte restante del Mioceno inferior y todo el Mioceno medio), ha sido establecido por Daams *et al.* (1977) en las proximidades de Villafeliche (Cuenca de Calatayud). El *Turolense* (Mioceno superior), propuesto a partir de sucesiones fosilíferas de los alrededores de Teruel por Crusafont (1965) fue caracterizado por Marks (1971) y Aguirre *et al.* (1975). Para la parte superior de las tres unidades en las que se divide este piso Aguirre *et al.* (1976) propusieron la denominación *Vientiense*, de uso menos frecuente que *Turolense* superior, a partir de la asociación fósil de Venta del Moro (Cuenca del Cabriel). El *Alfambriense* (Plioceno inferior), fue propuesto por Moissenet *et al.* (1990) a partir de varias secciones situadas en la parte más septentrional de la Cuenca de Teruel.

Por otra parte, cabe destacar la importancia, para la biostratigrafía de mamíferos y la correlación a largas distancias, de los estudios magnetoestratigráficos de estos estratotipos y de otras sucesiones de las cuencas de Calatayud, Teruel y Cabriel (Krijgsman, 1996; Krijgsman *et al.*, 1994, 1996; Opdyke *et al.*, 1990, 1997; van Dam *et al.*, 2001; Agustí *et al.*, 2001; Garcés *et al.*, 1997, 2003) así como de otras sucesiones continentales que registran ciclicidades de origen orbital en las cuencas de Calatayud y Teruel (Abdul Aziz *et al.*, 2000; Abdul Aziz, 2001).

### Marco geológico- estructural de las cuencas neógenas

Los datos regionales y microestructurales, según Simón (1983a, 1984), sugieren que en la zona central de la Cadena Ibérica tuvo lugar un cambio gradual entre un régimen compresivo y uno extensivo durante el Mioceno inferior-medio. La extensión durante el Mioceno inferior estuvo principalmente localizada en la zona litoral y Maestrazgo oriental (*rifting* del E peninsular). Guimerà (1996) propone un modelo dinámico simple de la evolución de la región, sugiriendo una explicación para la coexistencia temporal de compresión y extensión en varias zonas de este sector de la Cadena Ibérica durante el Mioceno inferior. A partir del Mioceno superior se reactivan las fallas de esta zona y se desarrollan numerosas fallas normales en todo el ámbito de la Ibérica (ver capítulo 7.3).

La sedimentación del neógeno en las grandes cuencas (Calatayud, Teruel) no parece controlada por fallas normales ya que las distintas unidades neógenas aparecen incluso fuera

del "borde activo" de las cuencas. Cortés y Casas (2000a,b) proponen para las cuencas de Calatayud y Teruel, un origen en cuencas sinclinales laxas, de origen compresivo tardío durante el Mioceno inferior y medio?. Superpuestas a estas estructuras, y especialmente en la cuenca de Teruel, existen fallas normales con edades tardías con respecto al relleno de las cuencas (Plioceno y Cuaternario; Cortés y Casas, 2002b).

Otras cuencas neógenas aparecen asociadas a amplias depresiones con relleno relativamente poco potente (Cabriel, Júcar, y en parte Sarrión). En ellas destacan algunos márgenes con control tectónico claro, mientras que en otros márgenes dicho control no es evidente y los depósitos neógenos yacen en *onlap* sobre los bordes de cuenca. Aunque no se ha propuesto un modelo para explicar el origen de estas cuencas-depresiones, en algún caso éste se ha ligado al diapirismo y disolución de evaporitas triásicas (p.ej. Cuenca del Cabriel; Moissenet, 1985).

### 6.6.1.2. Cuenca de Calatayud

P. Anadón, E. Sanz-Rubio, L. Alcalá,

A.M. Alonso-Zarza, J.P. Calvo, F. Ortí y L. Rosell.

La Cuenca neógena de Calatayud se localiza en la zona centro septentrional de la Cordillera Ibérica, con una elongación paralela a la dirección NO-SE de la misma (Fig. 6.27). Hacia el SE enlaza con la cubeta paleógena de Montalbán. La estructura tectónica de la cuenca es compleja, presentando variaciones a lo largo de la misma (Julivert, 1954; Ferreira *et al.*, 1991; Cortés y Casas, 2000b). Localmente, el margen SO de la cuenca se caracteriza por la presencia de fallas *strike-slip*, como es el caso de la Falla del Jiloca, en Daroca, acompañadas de cabalgamientos de bajo ángulo del basamento sobre los depósitos aluviales del Mioceno inferior y medio (Julivert, 1954; Colomer y Santanach, 1988). El relleno sedimentario terciario de esta cuenca, con espesores visibles de hasta más de 300 m, comprende sedimentos aluviales (conglomerados, areniscas, limos y arcillas) en las zonas de margen de cuenca, que pasan a sedimentos lacustres (evaporitas y carbonatos) en las zonas centrales, donde se acumulan potencias de hasta 1200 m (Marín, 1932). Se han diferenciado tres sectores en base a la cronoestratigrafía y sedimentología del relleno (Fig. 6.28).

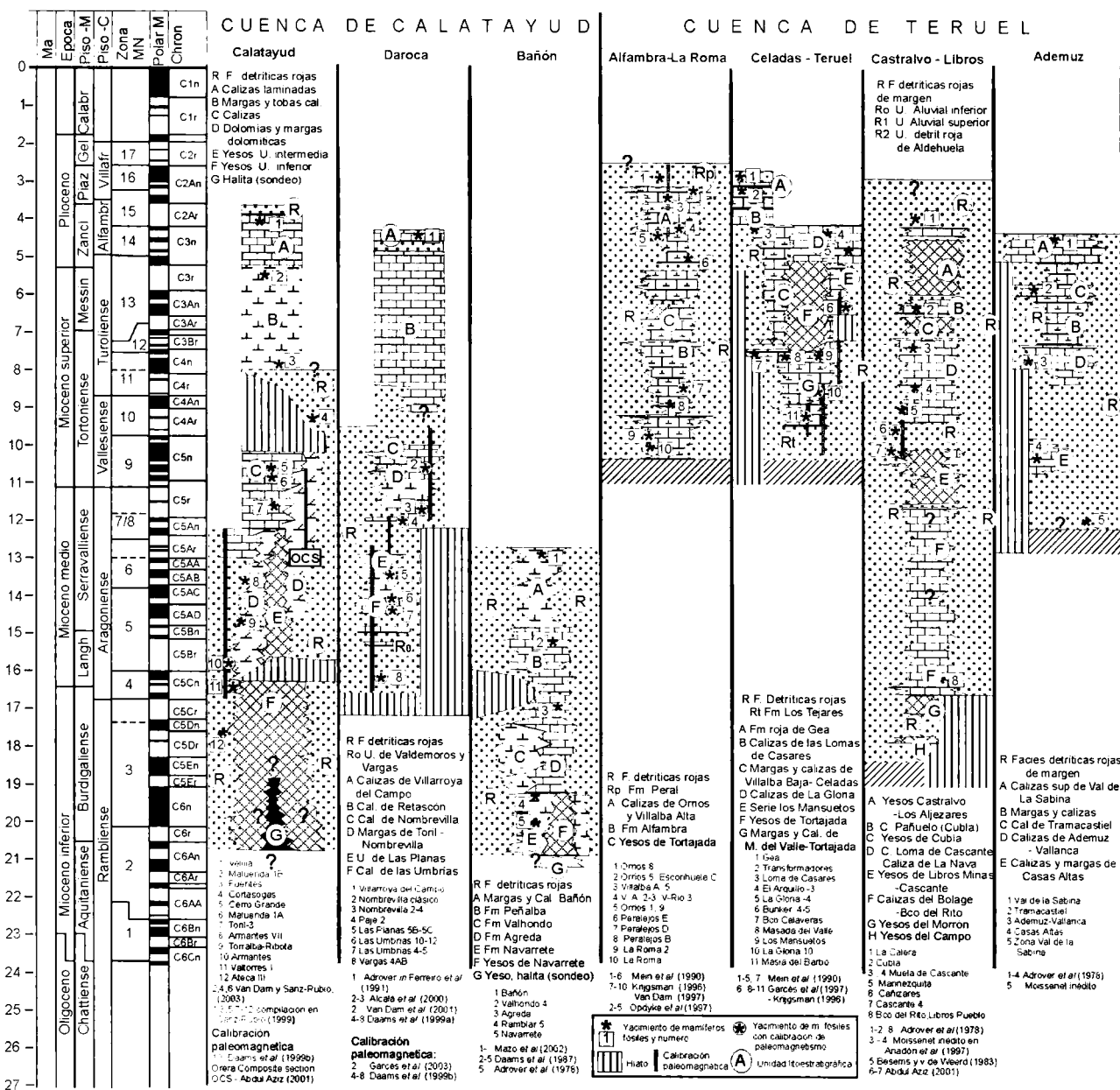
### Sector septentrional (Calatayud –Villafeliche)

Los materiales neógenos (Rambliense–Plioceno) en este sector están constituidos por tres unidades genéticas mayores (Inferior, Intermedia y Superior), limitadas por rupturas sedimentarias a escala de cuenca (Sanz-Rubio, 1999). Cada una de estas unidades mayores integra varias unidades litoestratigráficas.

La *Unidad Inferior* (Oligoceno superior?–Aragoniense inferior) se compone de más de 500 m de evaporitas. En sondeo se han descrito potentes depósitos de halita (Marín, 1932), mientras que los sulfatos cálcicos (anhidrita, yeso) predominan hacia el techo de la unidad con glauberita subordinada. La anhidrita y glauberita, en superficie, aparecen reemplazadas por yeso secundario (Ortí y Rosell, 1994, 2000; Sanz-Rubio, 1999). Las litofacies laminado-nodulares y nodulares de yeso secundario presentan magnesita como carbonato principal asociado y, localmente, dolomita (Ortí y Rosell, 2000; Pozo *et al.*, 2000; Sanz-Rubio *et al.*, 1997, 2002).

La *Unidad Intermedia* (Aragoniense medio-Vallesiense) consta de hasta 120 m, en gran parte de yeso laminado y bio-





**Figura 6.28.**— Cuadro de correlación de las sucesiones neógenas de los diversos sectores de las cuencas de Calatayud y Teruel. Escala cronostratigráfica marina según Berggren *et al.* (1995), modificada. Escala Temporal de Polaridad Magnética de Cande y Kent (1995), con modificaciones basadas en Agustí *et al.* (2001). Biozonación según Agustí *et al.* (2001), ligeramente modificada. Realizado por P. Anadón, con la colaboración de E. Sanz-Rubio, L. Alcalá, A.M. Alonso-Zarza, J.P. Calvo, F. Ortí, L. Rosell.

turbado primario y chert (Ortí y Rosell, 2000). En áreas centrales de la cuenca se reconocen cuerpos de carbonatos diagenéticos que resultan de una calcitización de carbonatos magnésico-cálcicos y sulfatos cálcicos (Sanz-Rubio *et al.*, 2001). Cerca de los bordes de cuenca se localizan sistemas lacustres aislados y extensos *mudflats* dolomíticos (Sanz-Rubio, 1999; Abdul-Aziz *et al.*, 2000) que incluyen depósitos de sepiolita de interés económico (Mayayo *et al.*, 1998). Tanto las evaporitas centrales como los carbonatos dolomíticos marginales presentan una marcada ciclicidad.

La ruptura sedimentaria existente entre las unidades Inferior e Intermedia queda representada por una superficie paleokárstica en la zona central del sector, evidencia de un episodio de exposición subaérea después de la sedimentación de las evaporitas de Unidad Inferior (Sanz-Rubio *et al.*, 2001).

La *Unidad Superior* (Vallesiense superior-Alfambiense inferior) tiene una potencia variable (25-85 m) y consta de depósitos terrígenos aluviales-fluviales y carbonatos fluvio-lacustres. El límite entre las unidades Intermedia y Superior está marcado por una discontinuidad sedimentaria (paleo-karst, carbonatos diagenéticos; Sanz-Rubio *et al.*, 2001), al tiempo que por una progradación neta de depósitos aluviales sobre sedimentos lacustres (Hoyos *et al.*, 1998).

### Sector central (Daroca)

La sucesión consta de hasta más de 200 m de materiales detríticos terrígenos y carbonatados (Aragoniense-Plioceno) y este registro es equivalente a las unidades Intermedia y Superior del sector de Calatayud, faltando los equivalentes a la Unidad Inferior. La base de la sucesión neógena que se

apoya sobre materiales paleozoicos, está constituida por materiales detríticos rojos. Esos materiales, también presentes en el margen de cuenca, se interdigitan con calizas nodulosas y margas de origen palustre (Crusafont *et al.*, 1954; Daams *et al.*, 1999a; Alcalá *et al.*, 2000). En Villafeliche, la sucesión de materiales neógenos constituye el estratotipo del Aragoniense (Daams *et al.*, 1977, 1999a). En la zona de Nombrevilla, los materiales detríticos rojos de la base de la sucesión están cubiertos por niveles carbonatados de edad Vallesiense, en los que predominan calizas nodulosas, oncolitos y tobas (Alcalá *et al.*, 2000).

La parte superior de la sucesión neógena, equivalente de la Unidad Superior del sector de Calatayud, está constituida por materiales detríticos rojos y calizas lacustres nodulosobrechoides, de edad mio-pliocena, sobre la que yace una unidad detrítica carbonatada con travertinos fluviales y lacustres (Retascón) de edad pliocena (Anadón *et al.*, 1984).

### Sector meridional (Navarrete-Bañón)

Los materiales neógenos yacen en discordancia sobre materiales paleozoicos y mesozoicos y, hacia la zona oriental del sector, sobre materiales paleógenos de la Cuenca de Montalbán. La sucesión tipo del Neógeno de este sector aflora en la zona de Navarrete del Río, donde se localiza el estratotipo del Ramblense (Arroyo del Ramblar, Daams *et al.*, 1987). En esta zona las facies detríticas rojas de margen SO de la cuenca, de hasta 200 m de potencia, pasan lateralmente a una alternancia de lutitas grisáceas y rojizas con intercalaciones conglomeráticas y de calizas delgadas (*Fm Navarrete*). Hacia el SE, esta unidad pasa lateralmente a una sucesión de yesos laminados microcristalinos, que se encuentran sobre una sucesión de más de 150 m de anhidrita/yeso nodular con margas y arcillas grises y niveles finos de halita, caracterizada principalmente en sondeo (Sanz-Rubio *et al.*, 2003). Estos materiales pasan en la vertical a calizas blancuzcas (*Fm Agreda*) que se interdigitan con lutitas rojas y calizas delgadas (*Fm Valhondo*). Los materiales suprayacentes, constituidos por las calizas de la *Fm Peñalba* y las margas y calizas de Bañón, son equivalentes a la Unidad Intermedia del sector de Calatayud.

#### 6.6.1.3. Cuenca de Teruel

P. Anadón, L. Alcalá, A.M. Alonso-Zarza, J.P. Calvo, F. Ortí y L. Rosell

La fosa neógena de Teruel o Cuenca de Teruel se extiende desde la zona de Alfambra al N a los alrededores de Mira al S, cerca de las estribaciones septentrionales de la Cuenca del Cabriel (Fig. 6.27). La Cuenca mio-pliocena de Teruel, con un relleno sedimentario de hasta más de 500 m, constituye una depresión más o menos individualizada y conectada a la depresión del Jiloca, configurada ésta en el Plioceno superior como un complejo poljé-graben con escaso relleno sedimentario (Gracia *et al.*, 2003).

La estructura general de la cuenca semeja la de un *semi-graben*. Las fallas principales, que presentan un trazado escalonado en planta, están localizadas en la parte oriental de la cuenca, pero en el interior de la depresión morfológica. Además, según Simón (1983b) y Cortés y Casas (2000b) las fallas normales son posteriores a la etapa de la formación de la cuenca y no controlan el relleno sedimentario. Por otra parte, la cuenca de Teruel se habría formado en un contexto compresivo tardío, según Cortés y Casas (2000b). Se pueden considerar tres sectores para la descripción del relleno de la Cuenca de Teruel (Fig. 6.28), que abarca desde el Arago-

niense inferior (zona de Libros-Ademuz) hasta el Plioceno superior (Alfambra-Concud).

### Sector septentrional (Alfambra-Tortajada-Teruel)

En este sector de la cuenca, los depósitos neógenos se sitúan discordantes sobre formaciones mesozoicas y paleógenas (Sierra Palomera; Adrover *et al.*, 1983). La mayor parte de la sucesión neógena que aflora en este sector abarca desde el Vallesiense inferior al Plioceno superior (Mein *et al.*, 1990; Moissenet *et al.*, 1990; Alcalá, 1994; van Dam, 1997; Alcalá *et al.*, 2000; van Dam *et al.*, 2001) con una buena representación del Plioceno inferior, con abundantes y ricos yacimientos de mamíferos fósiles (Adrover, 1986; Adrover *et al.*, 1988; Alcalá, 1994; van Dam, 1997; van de Weerd, 1976). Los sedimentos más antiguos, que afloran de forma muy puntual, son del Aragoniense inferior (yacimiento de Montalbós, al E de Cuevas Labradas; van Dam, 1997).

El registro sedimentario del Neógeno de este sector ha sido dividido en cinco unidades, cuyos límites están marcados por la progradación de depósitos aluviales sobre los depósitos lacustres infrayacentes (Alonso-Zarza y Calvo, 2000). Las dos unidades inferiores (*Unidades I y II*), cuyo espesor conjunto es de unos 80 m, están constituidas por depósitos detríticos gruesos que pasan hacia el centro de la cuenca a depósitos lutíticos con paleosuelos (*Fm Tejares*) y a calizas lacustres, palustres y fluvio-lacustres (*Calizas de La Roma*, *Fm Alfambra*). En la *Unidad III* se reconocen, además de depósitos similares a los observados en las unidades infrayacentes, margas y yesos bioturbados (*Yesos de Tortajada*) de hasta 150 m de espesor. La *Unidad IV* está formada por depósitos detríticos rojos y carbonatos lacustres (*Calizas de Orrios y Villalba Alta*). Por último, en la *Unidad V* alternan gravas, lutitas rojas y niveles de paleosuelos y depósitos de charcas carbonatadas (*Fm Peral*). Su potencia, al igual que la de la Unidad IV, es de unos 50 m.

### Sector central (Castralvo-Libros)

La sucesión tipo de este sector (Anadón *et al.*, 1997, 2000) comprende de base a techo: *Unidad detrítica inferior*, constituida conglomerados, areniscas y lutitas rojas, con una potencia que puede llegar a los 150 m. Los conglomerados suelen ser más frecuentes hacia la base de la sucesión o en determinadas zonas marginales. Esta sucesión culmina con los *Yesos de El Morrón*, de hasta 25 m de potencia, a los que se les superponen las *Calizas de El Bolage*, calizas con estratificación fina, margas y lignitos con mamíferos del Aragoniense inferior (Adrover *et al.*, 1978). Alcanza unos 50 m de potencia y sustenta los *Yesos de las Minas de Libros* (80 - 100 m), que pasan hacia el N rápidamente a las sucesiones cíclicas de los *Yesos de Cascante*. En la zona de las Minas de Libros, donde localmente esta unidad alcanza 120 m de potencia, destaca la presencia de azufre nativo que ha sido objeto de explotación en el pasado. La parte inferior de la unidad consta de una alternancia cíclica de lutitas laminadas, calizas y yesos, mientras que la mitad superior está formada por yesos laminados, con textura peloidal de yeso y escasas intercalaciones de calizas y margas. Las características sedimentológicas de esta unidad (Anadón *et al.*, 1992 b; Ortí *et al.*, 2003) indican un origen en un medio lacustre profundo, con fondo anóxico y salinidad variable. Esta unidad ha proporcionado fósiles de preservación excepcional (Fernández Marrón, 1972; Luque *et al.*, 1996; McNamara *et al.*, 2003; Navás, 1920, 1922a,b; Olson, 1995; Royo Gómez, 1922).

Sobre los Yesos de las Minas de Libros yace un tramo



detrítico rojo (*Unidad detrítica Superior*). En la zona de Cascante consiste en una alternancia cíclica de lutitas versicolores con intercalaciones de margas, calizas y yesos (Bacx, 1935; Abdul Aziz, 2001). Sobre esta unidad yacen las *Calizas de la Nava (de Santa Bárbara o de la Muela de Cascante)*, que contienen niveles margosos con mamíferos del Turoliense medio (Anadón *et al.*, 1990). Hacia el N, esta sucesión se continúa con una alternancia de unidades evaporíticas (Yesos de Cubla, Castralvo-Los Aljezares), detríticas y carbonatadas del Turoliense medio al Plioceno.

### Sector meridional (Ademuz)

La base de la sucesión neógena en la zona de Ademuz está constituida por facies detríticas rojas aluviales sobre las que yace un tramo de calizas y margas que en Casas Altas-Casas Bajas contiene fauna Vallesiense (Adrover *et al.*, 1978). Sobre este tramo carbonatado yace otro de margas y lutitas rojas y calizas travertínico-algales con intercalaciones de margas blancas y amarillentas (Calizas del Vallanca – Val de la Sabina). Estas calizas son expansivas sobre el margen occidental de la cuenca y presentan faunas del Turoliense al Plioceno inferior (Adrover *et al.*, 1978).

Al SO de la zona de Ademuz (Landete, Garaballa), la sucesión neógena, sin registro fósil conocido, consta de lutitas rojas, areniscas y conglomerados (150 m) que en la vertical pasan a calizas travertínicas. En la zona de Mira, la serie neógena posee unas características y potencia similares a las de la zona de Garaballa y yace sobre conglomerados areniscas y lutitas grises (170 m), con mamíferos fósiles del Aragoniense (MN 5; Agustí *et al.*, 1988a).

#### 6.6.1.4. Cuencas de la zona central-meridional de la Cordillera Iberica

*P. Anadón con la colaboración de L. Alcalá*

### Cuencas de Sarrión-Mijares

Estas cuencas se localizan en una depresión morfológica de forma alargada, NO–SE de 40 x 20 km., limitada al N por las estribaciones del macizo de Gúdar y al S por el de Java-lambre. Los materiales de relleno de esta depresión constituyen dos conjuntos principales (Fig. 6.29). El conjunto superior consta de materiales detríticos rojos y escasas intercalaciones de travertinos (Mioceno superior-Plioceno superior), y sus afloramientos se corresponden con la forma de la depresión (*Depresión de Sarrión s.str.*). Estos materiales yacen en discordancia sobre materiales mesozoicos o bien, sobre materiales del conjunto inferior (Mioceno inferior y medio) que corresponden a la *Cuenca de Rubielos de Mora* y a la *Cuenca del valle medio del Mijares*.

**Depresión de Sarrión.** Los materiales inferiores de la Depresión de Sarrión, de hasta 100 m de potencia, están constituidos por lutitas rojas, areniscas y conglomerados y escasas intercalaciones de calizas travertínicas. En la base y en la parte media de esta sucesión se localizan sendos yacimientos de mamíferos del Turoliense inferior y superior (Moissenet, 1984). A estos materiales se les superponen hasta 50 m de lutitas rojo-anaranjadas con intercalaciones de areniscas y gravas que fosilizan cavidades cársticas con fauna del Plioceno superior (Sarrión: MN 16; Adrover, 1974, 1986). La parte superior de esta sucesión está constituida por gravas angulosas que ha suministrado una fauna del Plioceno superior (La Puebla de Valverde: MN 17; Gautier y Heinz, 1974; Pesquero *et al.*, 2002).

**Cuenca de Rubielos de Mora.** Los materiales de esta cuenca afloran en un surco de 12 x 3 km en forma de sinclinal asimétrico limitado por fallas ENE-OSO (Guimerà, 1990). Los materiales de relleno de esta cuenca y las fallas de las zonas limitantes están recubiertos en discordancia por materiales detríticos mio-pliocenos de la Depresión de Sarrión. El relleno de la cuenca consta de tres unidades principales (Anadón *et al.*, 1989, 1991). La *Unidad Inferior*, de origen aluvial, de hasta 300 m de potencia, está constituida por areniscas rojizas o amarillentas con intercalaciones de lutitas. La *Unidad Intermedia*, de unos 100 m de potencia y origen lacustre somero, consta de calizas con intercalaciones de areniscas, lutitas, margas y lignitos. La *Unidad Superior*, de hasta 400 m de potencia, muestra una gran variedad de facies, desde lutitas laminadas y masivas en las zonas lacustres abiertas, facies deltaicas, sucesiones cíclicas en zonas marginales (Anadón *et al.*, 1988) y localmente brechas emplazadas subacuáticamente. Esta unidad constituye el registro de un sistema lacustre meromictico complejo con desarrollo de fondos anóxicos y preservación de materia orgánica y fósiles excepcionales (De las Heras *et al.*, 2004; Peñalver 1998, 2002). La edad de la Unidad Superior (Ramblense superior-Aragoniense inferior) se conoce gracias a diversos yacimientos de vertebrados (recopilación en Montoya *et al.*, 1996).

**Cuenca de valle medio del Mijares.** Los materiales de esta cuenca se originaron en tres surcos sedimentarios principales de dirección ENE en los que se originaron depósitos aluviales y fluvio-lacustres superpuestos de hasta 200 m de espesor (*Fm Mijares*; Paricio, 1985). Las facies aluviales están constituidas por lutitas rojas, areniscas y conglomerados gruesos. Las facies fluvio-lacustres constan de calizas travertínicas, areniscas e intercalaciones lignitosas que han proporcionado una fauna del Mioceno medio (MN 8; Paricio, 1985). Los materiales de la *Fm Mijares* están afectados por fallas ENE-OSO formadas durante la distensión pliocena (Paricio, 1985).

**Cuenca de Ribesalbes-Alcora.** Los materiales neógenos de la zona de Ribesalbes-Alcora, que se disponen en un *graben* complejo condicionado por fallas ENE-OSO, consisten en dos conjuntos o secuencias principales: Ribesalbes, inferior (Fig. 6.29) y Alcora, superior (Agustí *et al.*, 1988a; Anadón *et al.*, 1989; Anadón y Moissenet, 1990, 1996).

**Secuencia de Ribesalbes.** Los materiales basales de esta secuencia yacen en discordancia sobre calizas cretácicas. Constan de cinco unidades superpuestas (Agustí *et al.*, 1988a; Anadón *et al.*, 1989; Anadón, 1994a). La unidad inferior (A) consta de 300 m de brechas de cantos de carbonatos mesozoicos. La unidad B, está formada por 100 m de dolomías laminadas, calizas y margas originadas en un ambiente lacustre profundo. Son materiales ricos en materia orgánica (de las Heras *et al.*, 2004) y contiene fósiles de insectos y anfibios con preservación excepcional (Peñalver, 2002). A estos materiales se les superpone 90 m de lutitas amarillentas y grises con intercalaciones de areniscas y dolomías (unidad C), a los que se les superpone una unidad olistostromica de hasta 70 m de potencia (unidad D) formada por grandes bloques de calizas mesozoicas. La parte superior de la secuencia (unidad E) está formada por 20 m de calizas laminadas lacustres. En la zona de Araya, niveles de la unidad C contienen fauna del Aragoniense inferior (MN 4; Agustí *et al.*, 1988a).

**Secuencia de Alcora.** Está constituida por 200 m de conglomerados con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas de origen aluvial que hacia el SE pasan a una sucesión predominantemente lutítica. En la zona de Araya se disponen en aparente concordancia sobre la unidad C de Ribesalbes (Agusti *et al.*, 1988a; Anadón y Moissenet, 1990). Su edad se atribuye al Mioceno medio-superior?

## Cuencas del Maestrazgo oriental

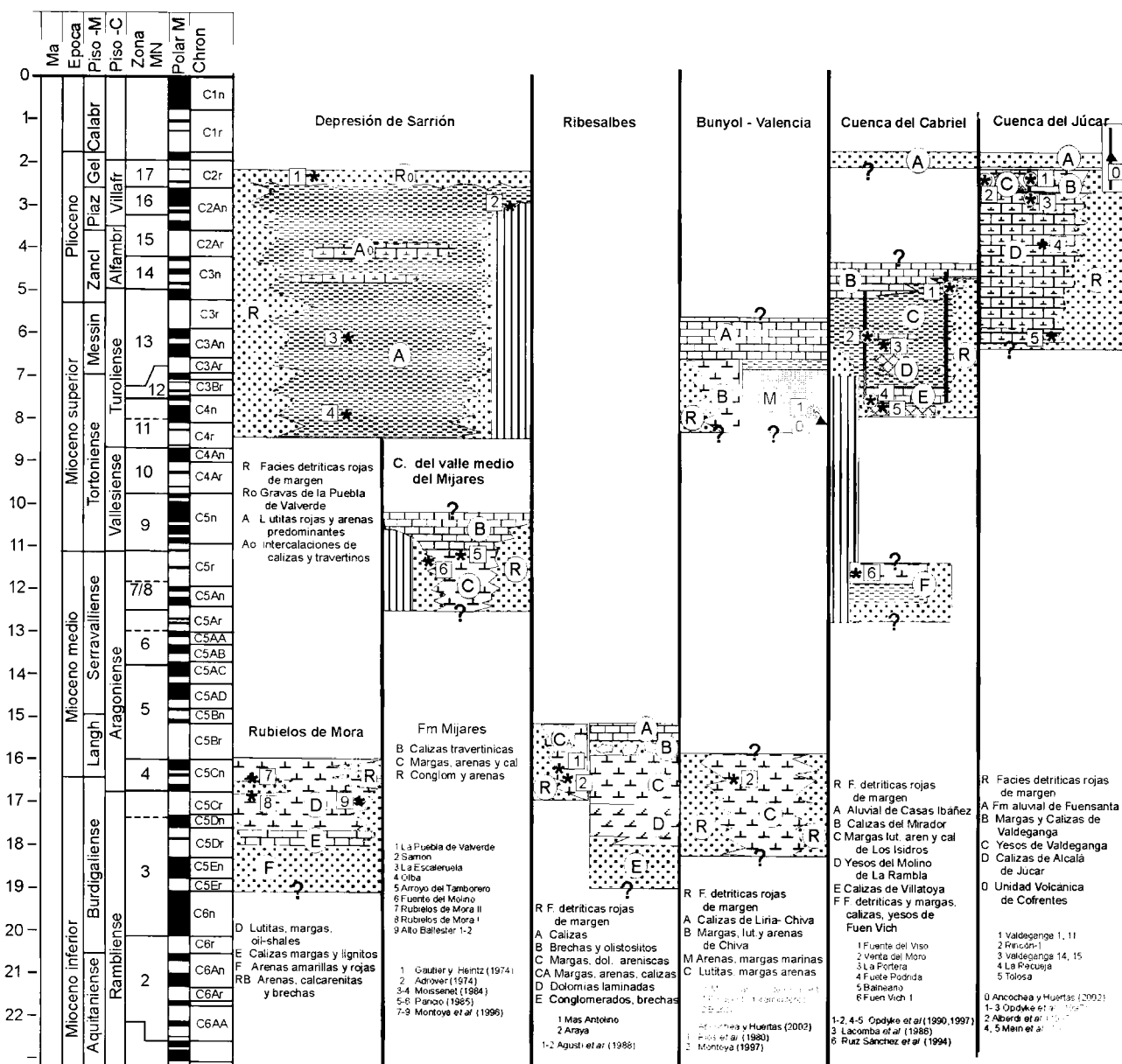
El Maestrazgo oriental está formado por un conjunto de *horsts* y *grabens*, delineados por fallas extensionales NE-SO, de unos 70 km de largo por 30 de ancho. Los depósitos terciarios de esta zona comprenden dos secuencias principales (Anadón *et al.*, 1990). La secuencia del Terciario inferior ha sido afectada por las fallas normales mientras que la secuencia del Terciario superior se localiza en fondo de los *grabens*, culminando el relleno de los mismos. La secuencia del Terciario

rio inferior, de origen aluvial, consiste en conglomerados gruesos de hasta 100 m de potencia que intercalan areniscas, lutitas y más raramente lignitos. La parte superior de esta secuencia consiste en calizas y margas lacustres de hasta 50 m de potencia que contienen carófitos del Oligoceno superior-Mioceno inferior? (Grambast, Feist in Anadón *et al.*, 1985a).

La secuencia del Terciario superior, de hasta 150 m de potencia, está formada por conglomerados en las zonas proximales que pasan a materiales detríticos más finos en zonas distales. Estos materiales aluviales se han atribuido al Neógeno superior-Pleistoceno. En la zona costera se ha citado calizas, areniscas y margas marinas de probable edad Tortoniense.

## Depresión costera valenciana

Esta depresión limita con el Mediterráneo hacia el E, y con diversas sierras de materiales mesozoicos y paleógenos



**Figura 6.29.-** Cuadro de correlación de las sucesiones neógenas de diversas cuencas de la zona central y meridional de la Cordillera Ibérica. Escala cronostratigráfica marina según Berggren *et al.* (1995), modificada. Escala Temporal de Polaridad Magnética de Cande y Kent (1995), con modificaciones basadas en Agustí *et al.* (2001). Biozonación según Agustí *et al.* (2001), ligeramente modificada. Realizado por P. Anadón, con la colaboración de L. Alcalá.

hacia N, O y S. Los materiales neógenos de relleno de esta depresión poseen origen continental y también origen marino en la zona oriental (Fig. 6.29).

Los materiales neógenos más antiguos afloran en las cercanías de Niñerola y consisten en unos 150 m de yesos, margas y calizas lacustres con alguna intercalación de conglomerados. La parte media de la sucesión ha proporcionado micromamíferos del Mioceno medio (MN 6; Roca, Agustí y Anadón, inédito). La serie de Niñerola está recubierta en discordancia por areniscas calcáreas con fauna marina miocena (Brinkmann, 1931).

Los materiales marinos de la *zona oriental* de la depresión consisten en areniscas y lutitas calcáreas con intercalaciones de calizas bioclásticas, de edad tortoniense (Usera, 1974). Destacan niveles con grandes ostreidos. Por otra parte, en Picasent, materiales marinos yacen sobre rocas volcánicas con edad radiométrica de 8 Ma (Tortonense medio-superior; Ancochea y Huertas, 2002). Sobre los materiales marinos de esta zona yace una sucesión de hasta 40 m de espesor, de margas y calizas de aspecto masivo, y estratificación irregular, de origen lacustre, con frecuentes depósitos de origen algal (Santisteban *et al.*, 1988).

En la *zona occidental* los materiales más antiguos afloran en las cercanías de Buñol, donde una sucesión fluvio-lacustre de hasta 70 m de lutitas, arenas, conglomerados y margas con intercalaciones lignitosas ha proporcionado fauna del Aragoniense inferior (MN 4; recopilación en Montoya, 1997). Por encima de esta serie yacen conglomerados areniscas y lutitas que hacia el centro de la cuenca (García *et al.*, 1985) pasan a una sucesión de margas y calizas travertínicas con alguna intercalación conglomerática (Chiva, Cheste). Por encima de estas facies yacen calizas lacustres algales similares a las de la zona oriental. En la zona del Río Magre diversas sucesiones de materiales aluviales, predominantemente conglomeráticos, y lacustres constituidos por calizas, lutitas y areniscas han proporcionado faunas del Aragoniense inferior y medio, y se corresponden en parte con las sucesiones de Buñol (Ruiz Sánchez *et al.*, 2003).

### Cabriel-Júcar

Estas cuencas neógenas corresponden a amplias depresiones de límites irregulares y control tectónico impreciso. Conforman el extremo meridional de la Ibérica y al sur limitan con las estribaciones más septentrionales del Prebético (Fig. 6.27). Los materiales continentales de relleno (Mioceno superior-Plioceno) en algunos puntos yacen sobre sustrato mesozoico o sucesiones miocenas más antiguas deformadas por movimientos diapíricos (Fig. 6.29).

**Cuenca del Cabriel.** El origen de esta cuenca puede estar ligado a la formación de una amplia depresión por procesos de extensión ligada a diapirismo y disolución de evaporitas triásicas (Moissenet, 1985). En el interior de la depresión existen umbrales de materiales mesozoicos con estructuras NO-SE. Los materiales de relleno de la cuenca también yacen en discordancia sobre sucesiones de materiales neógenos pre-turolienses, de hasta 400 m de potencia, que son testigos de cuencas del Mioceno inferior-medio afectadas por movimientos diapíricos: *serie de Juan Vich*, constituida por materiales detríticos aluviales, y carbonatos y evaporitas lacustres con fauna Aragoniense (Ruiz Sánchez *et al.*, 1994); y *Facies de Fuencaliente* constituidas por margas, calizas y areniscas con intercalaciones de lignitos (Dupuy y Marin, 1960) con fauna del Aragoniense superior-Vallesiense (Crouzel y Viallard; 1969). El relleno de la Cuenca del Cabriel en

las zonas marginales consiste en facies aluviales conglomeráticas que hacia el centro de la cuenca pasan a una materiales detríticos finos, y a carbonatos y evaporitas lacustres (Assens *et al.*, 1973; Mein *et al.*, 1978; Anadón, 1994b). En el valle del Cabriel, en la base afloran 60 m de yesos seleníticos primarios y gipsarenitas (*Yesos del Molino de la Rambla*) y 50 m de calizas con intercalaciones de margas, arenas y conglomerados (*Calizas de Fuente Podrida*) que contienen mamíferos del Turoliense inferior y medio (Mein *et al.*, 1978; Opdyke *et al.*, 1997). Sobre esta unidad yacen 300 m de lutitas, areniscas y conglomerados (*Fm Los Isidros*). Contienen intercalaciones de yesos seleníticos y gipsarenitas (*Yesos de Los Ruices*; Anadón *et al.*, 1992b) y calizas, margas y lignitos lacustres (*Niveles de Venta del Moro*, con fauna del Turoliense superior; Aguirre *et al.*, 1973; Morales, 1984). Al Sur del Río Cabriel, y enlazando con la Cuenca del Júcar, sobre las facies de Los Isidros yacen las *Calizas del Mirador*, de hasta 40 m de potencia. Estas calizas se disponen sobre niveles con fauna del Mioceno terminal (Fuente del Viso, MN 13; Opdyke *et al.*, 1990). Opdyke *et al.* (1990, 1997) presentan la correlación paleomagnética de los diversos yacimientos de mamíferos fósiles de esta cuenca.

**Cuenca del Júcar.** Los materiales neógenos y cuaternarios continentales (Mioceno superior-Pleistoceno) que constituyen el relleno de esta cuenca presentan un buen afloramiento a lo largo del valle del Júcar, donde poseen espesores cercanos al centenar de metros, mientras que en el resto de la cuenca afloran únicamente los términos más altos de la sucesión (Robles *et al.*, 1974; Mein *et al.*, 1978; Santos, 1984). La Cuenca del Júcar se conforma como una vasta planicie con escaso relieve, que enlaza con la Cuenca del Cabriel por el E y con la Cuenca del Tajo por el O. En el Valle del Júcar afloran formaciones fundamentalmente carbonatadas de origen lacustre (*Calizas de Alcalá de Júcar*; *Margas y calizas de Casas del Cerro*, *Margas de Valdeganga*) que culminan en una sucesión de calizas travertínicas. Al N de Alcalá de Júcar los materiales carbonatados lacustres (*Calizas del Mirador*) enlazan con niveles altos de la cuenca del Cabriel (Mein *et al.*, 1978). Hacia el oeste de Valdeganga existen materiales yesíferos (*Yesos de Valdeganga*). En los llanos de Albacete y al S y SO de valle del Júcar sólo aflora la parte superior, detrítica, de la serie neógena: *Areniscas y arcillas de Villargordo* y materiales del sistema aluvial del río Júcar (Pérez González, 1982), *Fm Fuensanta* o *Aluviones de Casas Ibáñez* (Robles *et al.*, 1974).

#### 6.6.1.5. Etapas en la evolución paleogeográfica de las cuencas neógenas de la Ibérica

P. Anadón con la colaboración de L. Alcalá, A.M. Alonso-Zarza, J.P. Calvo, F. Ortí, L. Rosell y E. Sanz-Rubio.

En la historia neógena de las cuencas de la Cordillera Ibérica se pueden distinguir tres etapas principales que se describen a continuación. Sus límites se correlacionan con algunas de las rupturas sedimentarias reconocidas en diversas cuencas neógenas a escala peninsular (Calvo *et al.*, 1993).

#### Etapas 1 (Ramblense)

En las primeras fases de esta etapa, probablemente a principios del Ramblense, tuvo lugar el inicio de la sedimentación neógena en las cuencas de Calatayud (áreas de Calatayud y Bañón) y en el área subsidente de la zona de las Minas de Libros (Cuenca de Teruel). Por otra parte durante el Ram-

bliense tiene lugar el inicio de la sedimentación en las cuencas de Rubielos de Mora y Ribesalbes, y en algunas pequeñas cuencas de la zona meridional de la Cordillera Ibérica (p.ej. Sinarcas; MN 3, Agustí *et al.*, 1988a), o en Buñol (tramos por debajo de los niveles del yacimiento de mamíferos). En esta etapa también tiene lugar la primera fase de sedimentación en las fosas del Maestrazgo oriental ligadas a la obertura del Mediterráneo occidental (ver capítulo 7.3).

## **Etapas 2 (Aragoniense a Vallesiense inferior)**

*Etapas 2a.* El inicio de esta etapa lo podemos situar hacia el límite Ramblense-Aragoniense. En la Cuenca de Calatayud se caracteriza por una importante discontinuidad en los sectores de Calatayud y Bañón, y por el inicio de la sedimentación en el área de Daroca. En la cuenca de Teruel tiene lugar la expansión de los sistemas lacustres carbonatados de la zona de las Minas de Libros. En la zona de Mira (prolongación meridional de la fosa de Teruel), se inicia la sedimentación a principios de esta etapa. Formación del sistema lacustre evaporítico de Niñerola (Depresión costera valenciana) durante el Aragoniense medio.

*Etapas 2b.* Durante el Aragoniense superior tienen lugar rupturas menores o expansiones en las áreas de Calatayud y de Daroca (Cuenca de Calatayud) y el inicio de sedimentación en al área de Ademuz y subsidencia fuerte en Libros, (Cuenca de Teruel). En el curso medio del Mijares se depositaron conglomerados y calizas travertínicas (Fm Mijares) y al N del río Cabriel sucesiones lacustres precursoras de la Cuenca del Cabriel (Cuenca de Fuencaliente y serie de Juan Vich).

## **Etapas 3 (inicio Vallesiense superior-Plioceno)**

El inicio de esta etapa, durante el Vallesiense superior se caracteriza por importantes retracciones de los sistemas lacustres y discontinuidades en algunos sectores de las cuencas de Calatayud y Teruel, aunque en esta última cuenca se produce la expansión del sistema lacustre del Alfámbra (La Roma). Durante el Turoliense inferior tiene lugar la expansión de sistemas lacustres en Calatayud, Teruel y el inicio de la sedimentación en las zonas centrales de las cuencas de Sarrión, Llíria-Valencia y Cabriel. Durante el Turoliense medio se inicia la expansión de sistemas evaporíticos en Teruel. A principios del Plioceno, se producen expansiones en los sistemas lacustres carbonatados en Calatayud, Teruel, Cabriel y Júcar. Durante el Plioceno tiene lugar una importante actividad de fallas normales en casi todo el ámbito de la Cordillera Ibérica y, localmente, reactivación de fallas extensionales del Mioceno inferior (Maestrazgo oriental). A finales del Plioceno ocurre el paso al exorreísmo en algunas cuencas y el depósito de formaciones detríticas aluviales en muchas de ellas.

### **6.6.2. Estratigrafía y evolución tectonosedimentaria oligocena superior-neógena del sector central del margen catalán (Cadena Costero-Catalana)**

Coordinador: Ll. Cabrera

Autores: Ll. Cabrera, E. Roca, M. Garcés y J. de Porta

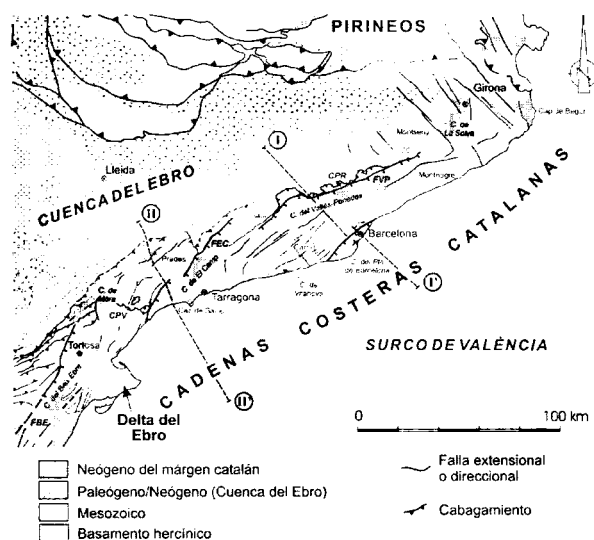
Las Cadenas Costero-Catalanas se extienden paralelamente a la costa en una dirección NE-SO desde la cuenca del Empordà, cerca del límite oriental de los Pirineos, hasta el delta del Ebro (Fig. 6.30) y su anchura promedio es de 30 km. Esta unidad separa la cuenca del Ebro del surco de València

SE (Fig. 6.30). Su estructura corresponde a un complejo sistema de *horsts* y *grabens* compuesto de varios bloques orientados ENE-OSO a NE-SO que reflejan la superposición de estructuras contractivas paleógenas y extensivas neógenas (Fig. 6.30) En su sector central, la estructura paleógena consiste principalmente en un sistema de cabalgamientos corticales orientados ENE-OSO a NE-SO que cabalgan sobre la cuenca del Ebro y muestran un cierto componente direccional sinistral (Ashauer y Teichmüller, 1935; Llopis, 1947; Guimerà, 1984; Anadón *et al.* 1985b).

Este sistema de cabalgamientos aparece afectado por fallas normales generadas durante la apertura extensiva de la Cuenca Catalana-balear en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Bartrina *et al.*, 1992; Roca *et al.*, 1999a; Roca, 2001), momento en el cual las Cadenas Costeras Catalanas pasan a formar parte del margen NO de dicha cuenca. Las principales fallas normales buzan hacia el SE y corresponden a la inversión tectónica de cabalgamientos previos (Roca y Guimerà, 1992). Su movimiento es el mayor responsable de la estructura en bloques basculados hacia el NO que presenta el área y de la topografía actual, con zonas elevadas en sus bloques inferiores y otras deprimidas en la parte adyacente de sus bloques superiores. En estas zonas deprimidas se sitúan varias cuencas exhumadas (Vallès-Penedès, El Camp, Vilanova i la Geltrú, Pla de Barcelona) y otras sumergidas (Barcelona, Tarragona) rellenas de sucesiones oligocenas superiores a cuaternarias, que alcanzan los 4000 metros de potencia (Bartrina *et al.*, 1992; Roca *et al.*, 1999b).

La evolución oligocena superior - neógena de las zonas emergidas del margen catalán fue controlada por diversos procesos y factores, entre los que destacarían: a) Las etapas compresivas finales del Oligoceno superior que culminaron la edificación tectónica compresiva de la Cadena Intraplaca Catalánide (López Blanco, 2002; Gaspar-Escribano *et al.*, 2003). b) La extensión oligocena superior-miocena inferior que generó los sistemas de semifosas y bloques basculados y dio lugar en algunos sectores a significativos rebotes isostáticos, relacionados con las fallas con salto mayor (Roca y Guimerà, 1992; Gaspar-Escribano *et al.*, 2003). c) Las variaciones del nivel del mar en el Mediterráneo, que dieron lugar a pulsos transgresivos-regresivos marinos, cuyos efectos sobre las zonas emergidas del margen catalán se vieron modificados por la tectónica y los aportes de sedimentos terrígenos (Cabrera *et al.*, 1991; Cabrera y Calvet, 1996; Porta y Civis, 1996). d) Los paleoclimas tropicales a subtropicales cálidos, sin acusada estacionalidad de temperatura y sujetos a variaciones de humedad, que caracterizaron la región hasta la implantación del régimen subtropical mediterráneo hacia 2,7 Ma (Bessedik, 1985; Sanz de Siria, 1994).

La combinación de estos factores dio lugar desde el Oligoceno superior a la actualidad a una variada evolución paleogeográfica y sedimentaria. El desarrollo de umbrales sumergidos y altos emergidos adyacentes a las semifosas condicionó la dispersión de los sedimentos terrígenos y las posibilidades del desarrollo de sistemas carbonatados. Las extensas semifosas recibían aportes terrígenos desde las cadenas Litoral y Prelitoral y posteriormente, desde el Mioceno medio superior, desde la cuenca del Ebro. A lo largo del Neógeno, las semifosas actuaron eficazmente como zonas de retención y, posteriormente, de transferencia de sedimentos, desde las zonas internas a las externas del margen. Desde la perspectiva de la influencia e interacción de esos factores, la evolución de esta zona puede dividirse en las siguientes grandes etapas:



**Figura 6.30.-** Principales características estructurales de las Cadenas Costeras Catalanas y posición de los cortes representados en la figura 6.31. Las fallas extensivas neógenas y los cabalgamientos paleógenos principales se han indicado con una línea más gruesa. CC: Cuenca de Campins; FVP: Falla del Vallès-Penedès; FEC: Falla de El Camp; CPV: Sistema de cabalgamientos de Portalrubio-Vandellòs; FBE: Falla del Baix Ebre.

### Etapas compresiva final (Oligoceno superior)

Desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno superior la región estuvo afectada por la tectónica compresiva que generó la Cadena Intraplaca Catalana, a partir del movimiento hacia el NO de un conjunto de cabalgamientos corticales que afloraron a lo largo del margen SE de la cuenca del Ebro. Estos cabalgamientos levantaron hasta 1,5 km de altura las zonas de las Cadenas Costeras Catalanas situadas en sus bloques superiores (López-Blanco *et al.*, 2001) y su erosión generó potentes sucesiones sedimentarias sintectónicas en la cuenca de antepaís del Ebro (Anadón *et al.*, 1985 b, 1986; Colombo y Vergés, 1992; López-Blanco, 2002) y en la cuenca a caballo del *offshore* de Barcelona (Fig. 6.30; Roca *et al.*, 1999b). A finales de esta etapa evolutiva, en el ámbito de la Cordillera Costero Catalan se depositaron las sucesiones aluviales-lacustres de Campins (Rupeliense superior; Anadón, 1996) y de Montgat (Catiense superior; Parcerisa, 2002). Ambas sucesiones, claramente afectadas por estructuras contractivas, corresponden respectivamente al relleno de una cuenca intramontañosa y a una porción marginal emergida de la cuenca de Barcelona (Figs 6.30 a 6.33).

### Etapas de rifting (Aquitaniense-Burdigaliense inferior)

Durante esta etapa se inició una extensión generalizada, que se desarrolló en gran parte a partir de la inversión de los anteriores cabalgamientos corticales (Fontboté, 1954; Anadón *et al.*, 1985b); Roca y Guimerà, 1992; Roca, 2001). El movimiento de las fallas extensivas principales (Barcelona en el *offshore*, Vallès-Penedès y El Camp en el *onshore*; Figs. 6.30 y 6.31) dio lugar a una fuerte subsidencia de sus bloques superiores donde se formaron importantes semifosas y, también, al rebote isostático de sus bloques inferiores (Gaspar-Escribano *et al.*, 2003). Este rebote flexural habría sido máximo en el bloque inferior de la falla de Barcelona (la de mayor salto) y habría generado un levantamiento generalizado de todos los elementos integrantes de este segmento del margen continental (*horst* de Garraf-Montnegre, cuenca del Vallès-Penedès, cadena Prelitoral y zonas marginales limítrofes de

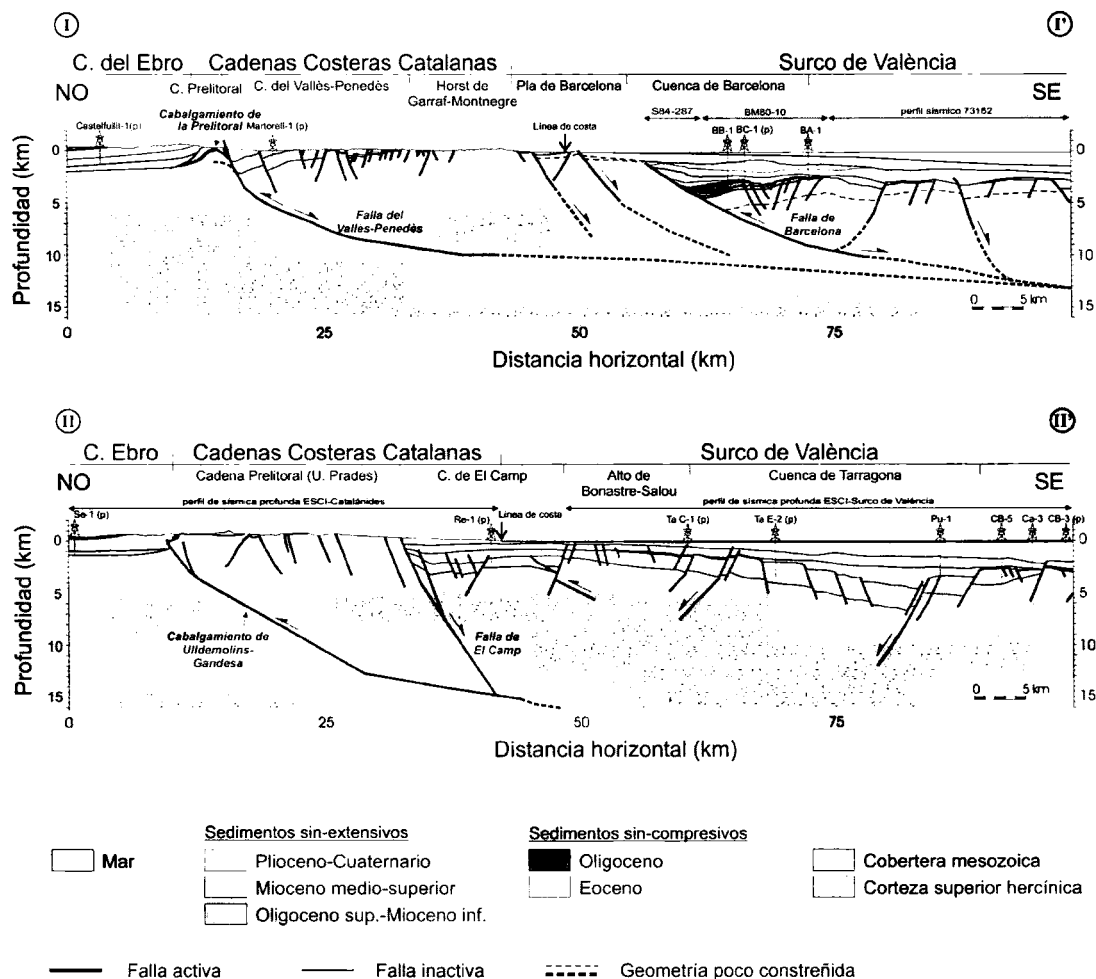
la cuenca del Ebro; Fig. 6.30). El levantamiento generado por la falla de Barcelona fue superado en la cuenca del Vallès-Penedès por la subsidencia producida por el movimiento extensivo de su falla principal, pero el efecto de elevación isostática disminuyó la generación de espacio de acomodación en la semifosa (Figs 6.31 y 6.32).

La extensa fracturación extensiva en esta etapa y el rejuvenecimiento del relieve que conllevó dio lugar a la generación de sistemas kársticos en los altos estructurales carbonatados (Fig. 6.31; Calvet *et al.*, 1983; Martínez del Olmo y Esteban, 1983). La sedimentación en las semifosas del Vallès-Penedès y el Camp estuvo dominada por la implantación de dispositivos aluviales y, en menor medida, lacustres carbonatados y evaporíticos endorreicos (Cabrera, 1981a). No se han registrado en las zonas emergidas influencias de los pulsos de ascenso marinos aquitanienses, que en la cuenca de Barcelona dieron lugar a facies someras de plataforma mixta, siliciclástica y carbonatada (Roca *et al.*, 1999a; Figs. 6.32 y 6.33).

### Etapas tardía del rift y tránsito al *postrift* (Burdigaliense superior -Langhiense)

Durante esta etapa, en todo el conjunto de la Cuenca Catalana-balear, disminuyó e incluso cesó la actividad tectónica en gran parte de las fallas normales y empezaron a subsidir térmicamente las zonas adelgazadas en la etapa anterior (Roca y Desegaulx, 1992). En el margen catalán, no obstante, en esta etapa se mantuvo la actividad de las fallas de Barcelona, Vallès-Penedès i El Camp y los rebotes isostáticos asociados en sus bloques inferiores (Figs. 6.30, 6.31 y 6.33). El predominio de los procesos que generaron subsidencia general del margen continental, así como el incremento de aportes terrígenos desde las zonas emergidas al NO y SE de las semifosas, produjeron un progresivo recubrimiento de los *horsts* situados en los segmentos SW del sistema extensivo (Bonastre-Salou). En cambio la parte septentrional (Tibidabo-Montnegre) y central (Garraf-El Vendrell) del *horst* de Garraf-Montnegre continuó levantándose flexuralmente (de forma decreciente de NE a SO) por el movimiento de la vecina falla activa de Barcelona (Gaspar-Escribano *et al.*, 2003).

En las semifosas los ascensos del nivel marino del Burdigaliense superior y Langhiense originaron pulsos transgresivos que dieron lugar a condiciones marinas someras y transicionales, que alcanzaron su máxima expansión areal en las semifosas y altos actualmente emergidos (Figs. 6.32 y 6.33). En las semifosas del Vallès-Penedès y El Camp predominaron dispositivos aluviales, de abanicos litorales y de bahía-plataforma terrígena más o menos restringida. En algunos sectores (Ortí y Pueyo, 1976) y se formaron arrecifes de corales en plataformas coralgalas de pequeña extensión (Permanyer, 1982). El levantamiento isostático del bloque de Garraf-Montnegre dio lugar a que la semifosa del Vallès-Penedès limitara al sureste bien con un alto emergido, bien con un umbral sumergido, que pasaba hacia el suroeste a la cuenca marina abierta. Esta situación limitó la dispersión de los sedimentos terrígenos aportados por los sistemas aluviales y resultó en condiciones marinas someras. Ambos factores condicionaron el desarrollo de pequeñas plataformas coralgalas, que alcanzaron su máximo desarrollo en los márgenes NO del alto de Garraf. El desarrollo de dispositivos de plataforma coralgal fue, en cambio, muy restringido en la zona del Alt Camp y del macizo de Bonastre (Fig. 6.33). La penetración marina en esta semifosa fue mucho más pronunciada debido a su mejor comunicación con mar abierto y al



**Figura 6.31.-** Cortes geológicos a través de las Cadenas Costeras Catalanas (adaptados de Gaspar-Escribano *et al.*, 2003; Roca *et al.*, 2004). Localización de los cortes en la figura 6.30.

progresivo hundimiento de los *horsts* interpuestos, que en esta etapa fueron parcialmente recubiertos por los sedimentos. Ambos factores coadyuvaban en la severa limitación del desarrollo de dispositivos extensos de acumulación de carbonatos bioconstruidos.

#### **Etapas de *postrift* (Langhiense superior-Tortonense)**

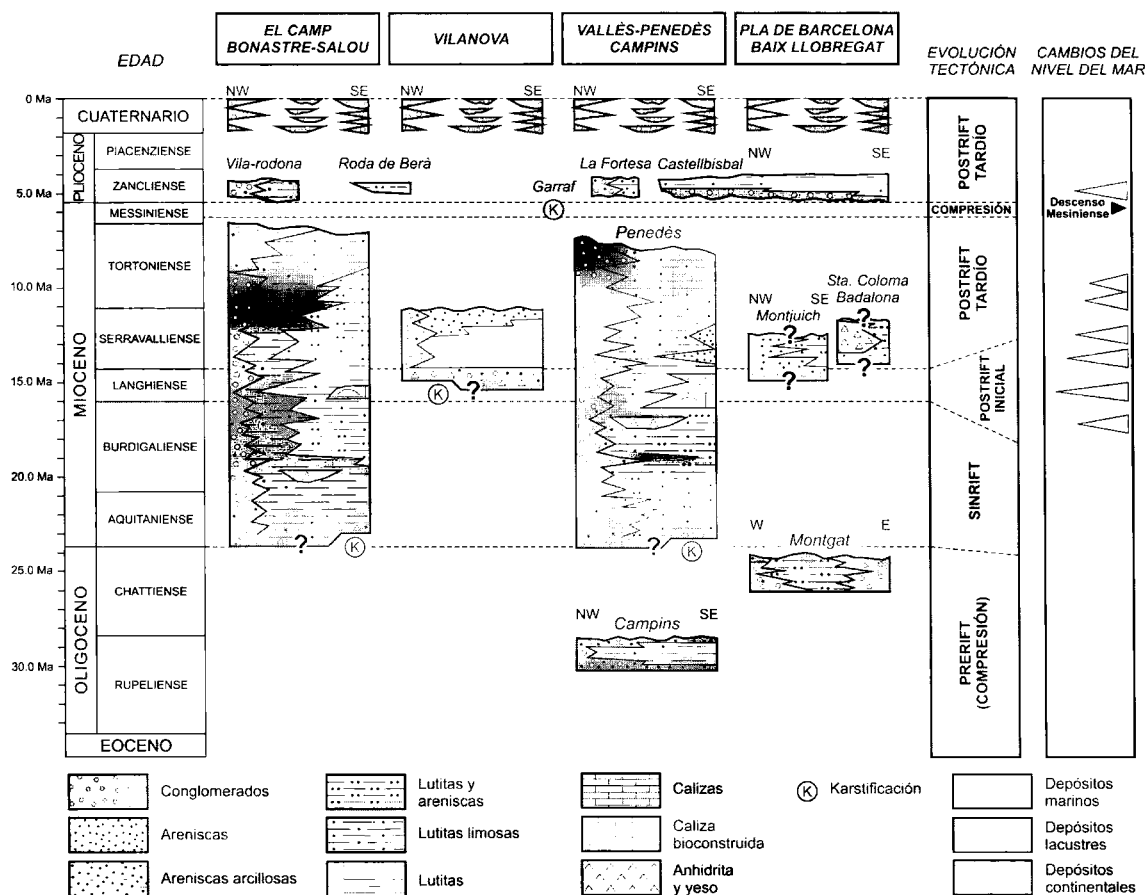
Durante esta larga etapa finalizó el movimiento de las fallas normales en el conjunto de la Cuenca catalana-balear, aunque siguieron funcionando las fallas principales más externas del sistema extensional (Barcelona, Vallès-Penedès, El Camp; Figs. 6.30, 6.31 y 6.33). Fuera de las zonas influidas por la actividad de estas fallas, el proceso regional dominante en esta larga etapa fue la subsidencia térmica, que causó la progresiva profundización del margen continental y permitió la implantación en su zona externa de un sistema predominantemente silicilástico de plataforma talud progradante.

La actividad de las fallas del Vallès-Penedès y El Camp (zona emergida) y Barcelona (zona de plataforma), prolongó la subsidencia tectónica en sus bloques superiores y el levantamiento isostático de sus bloques inferiores (Gaspar-Escribano *et al.*, 2003). En esta etapa se incrementó el aporte de terrígenos desde las áreas fuente y, a excepción de los sectores septentrionales del *horst* de Garraf-Montnegre, se asistió a un recubrimiento total de los *horsts* extensivos. En las semifosas bien comunicadas con mar abierto se asistió al desarrollo pulsos transgresivos-regresivos desde el Serravaliense al Tortonense.

La elevación isostática del bloque de Garraf-Montnegre siguió restringiendo la comunicación de la semifosa del Vallès-Penedès con mar abierto e influyendo sobre la dispersión de los sedimentos terrígenos aportados por los sistemas aluviales. Como consecuencia, los ascensos de nivel marino del Serravaliense sólo quedaron bien registrados en sus zonas más externas, abiertas al mar (zonas del Penedès y El Vendrell) donde se implantaron medios de bahía-plataforma terrígena y abanicos litorales. El desarrollo de dispositivos marinos y de transición (plataformas terrígenas y mixtas terrígenas-carbonatadas bioclásticas) fue en cambio más extenso y recurrente en el resto del área (cuencas de El Camp, Vilanova; Pla de Barcelona; Figs. 6.32 y 6.33) donde la penetración marina fue más pronunciada debido a la persistencia de una mejor comunicación con mar abierto. Los ascensos de nivel marino del Tortonense se corresponden con transgresiones marinas más restringidas, sólo reconocidas con claridad en la zona de Salou-Bonastre (Porta y Civis, 1996). En la mayor parte de los ámbitos restantes, la sedimentación fue aluvial (Fig. 6.33).

#### **Etapas de *postrift* tardía (Messiniense, Plioceno y Cuaternario)**

La evolución sedimentaria del sistema de plataforma-talud terrígeno del margen catalán fue truncada durante el Messiniense por un descenso marcado del nivel marino reconocido en todo el ámbito mediterráneo (Escutia y Maldonado, 1992; Clauzon *et al.*, 1996) y por la reactivación con inversión



**Figura 6.32.-** Síntesis cronostratigráfica simplificada de las principales cuencas oligoceno superior-neógenas de la parte emergida del sector central del margen catalán. En la figura también se ha representado el contexto tectónico en el cual se sedimentaron las sucesiones representadas y las principales tendencias de cambio del nivel del mar acaecidas en el mismo periodo de tiempo en el ámbito del Mediterráneo (indicadas por los triángulos). Basado en (Agustí *et al.*, 1985, 2002; Anadón, 1996; Bartrina *et al.*, 1992; Bessedik y Cabrera, 1985; Cabrera, 1979, 1981; Cabrera *et al.*, 1991; Cabrera y Calvet, 1996; Corregidor *et al.*, 1997; Delson, 1971; Gallart, 1981; Gómez Gras *et al.*, 2001; Magné, 1979; Macpherson, 1994; Martinell, 1988; Martinell y Porta, 1981; Martínez del Olmo y Esteban, 1983; Matias, 1991; Navas *et al.*, 1994; Ortí y Pueyo, 1976; Parcerisa, 2002; Permanyer, 1982; Porta *et al.*, 1979; Porta y Civis, 1996; Ramos *et al.*, 1994; Roca *et al.*, 1999 a y b; Vicente, 1964).

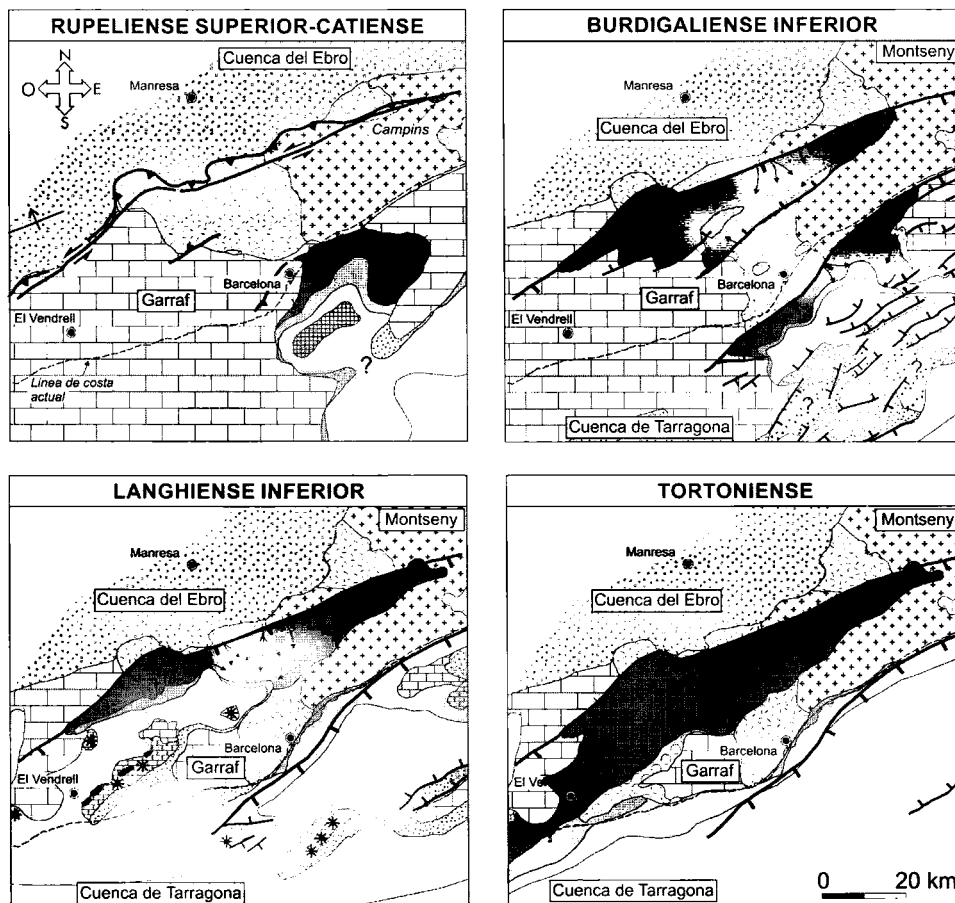
contractiva de las fallas normales previas situadas a lo largo del margen catalán (Sàbat *et al.*, 1997). Tanto esta limitada inversión tectónica como el rebote isostático de los márgenes continentales mediterráneos, asociable al descenso del nivel del mar, resultó en un levantamiento acusado del margen catalán. Este levantamiento y el bajo nivel marino generaron un acusado paleorelieve con extensas superficies erosivas, forzaron el encajamiento de las redes de drenaje y dieron lugar a extensas karstificaciones en los macizos carbonatados vecinos (Garraf; Delson, 1971). El sustrato preneógeno de los altos estructurales y las sucesiones miocenas fueron erosionados y se produjo una significativa transferencia de materiales clásticos desde los márgenes hacia el interior de la Cuenca Catalano-balear. El paleorelieve messiniense se ha preservado enterrado bajo las sucesiones transgresivas del Plioceno inferior en la zona sumergida del margen continental (Escutia y Maldonado, 1992). De modo residual también se reconoce localmente en las zonas emergidas en forma de superficies erosivas expuestas o bajo los depósitos marinos y aluviales del Plioceno inferior, relacionables con el ascenso del nivel de base marino (Fig. 6.32; Gallart, 1980, 1981).

Tras el breve pulso contractivo messiniense, durante el Plioceno y Cuaternario el margen catalán volvió a estar afectado por una deformación tectónica extensiva, muy atenuada,

que generó únicamente la reactivación extensiva de las fallas de El Camp y Collserola SE, entre otras, pero no de la del Vallès-Penedès (Masana, 1994; Olivera *et al.*, 1992; Masana *et al.*, 2001). La inactividad de esta falla y la persistencia del rebote isostático del bloque inferior de la falla de Barcelona causó el levantamiento y la exhumación de la cuenca del Vallès-Penedès. Como resultado, el ascenso del nivel marino del Plioceno inferior sólo causó la reimplantación persistente de un nuevo dispositivo marino de plataforma-talud terrígeno progradante en las zonas actualmente sumergidas. En las zonas actualmente emergidas, sólo en algunos sectores litorales de El Camp y Pla de Barcelona y a lo largo del profundo paleovalle del Baix Llobregat, excavado durante el Mesiniense, se implantaron dispositivos de marinos transicionales de bahía-estuario (Almera, 1894; Martinell, 1988).

El dispositivo sedimentario de plataforma-talud progradante ha sido funcional con diversas alternativas hasta la actualidad. Los cambios glacioeustáticos, que han afectado el ámbito mediterráneo durante el Plioceno superior y Cuaternario, han resultado en el desarrollo de sucesivas nuevas superficies de erosión y encajamiento de las redes de drenaje. En las zonas emergidas ello dio lugar al depósito escalonado de unidades aluviales, transicionales y marinas, que persiste hasta la actualidad (Gallart, 1980, 1981; De Mas, 1984).



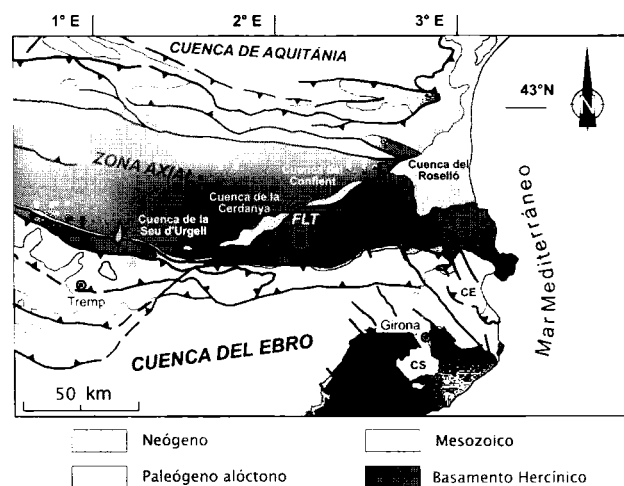


**Figura 6.33.-** Mapas paleogeográficos de la parte central del margen catalán que, a título de ejemplo, muestran sus principales características evolutivas desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno superior. Los cuatro mapas reflejan situaciones desarrolladas durante las etapas prerift (Rupeliense superior-Catiense), sinrift (Burdigaliense inferior), sinrift tardío- tránsito al postrift (Langhiense inferior) y postrift (Tortoniense). Modificado de Roca *et al.* 1999.

### 6.6.3. Estructura, estratigrafía y evolución tectonosedimentaria de las cuencas neógena de la Cerdanya y Seu d'Urgell (Pirineos orientales)

E. Roca

El relieve actual de la Zona Axial de los Pirineos Orientales está caracterizado por la presencia de un alineación ENE-OSO de valles y depresiones relativamente anchas (Seu d'Urgell, Cerdanya, Conflent y Rosselló) que cortan los Pirineos desde el Mediterráneo hasta la Seu d'Urgell (Fig. 6.34). Parcialmente modificada durante los procesos glaciares y fluviales cuaternarios, esta alineación de valles y depresiones responde al movimiento extensional a direccional de la falla de La Tet que, durante el Neógeno, generó un sistema de cuencas orientadas ENE-OSO y E-O (Roca, 1995). La falla de La Tet está formada por un conjunto escalonado dextro de fallas NE-SO y por fallas orientadas E-O que se localizan preferentemente en las zonas de relevo de las fallas NE-SO y, sobretudo, en su terminación sudoccidental (Julià, 1984). Las cuencas neógenas de la Cerdanya y Seu d'Urgell se sitúan precisamente en el bloque NO de esta terminación sudoccidental de la falla de La Tet donde las fallas E-O que dibujan una estructura en cola de caballo (Cabrera *et al.*, 1988).



**Figura 6.34.-** Mapa geológico simplificado de los Pirineos Orientales con la localización de las cuencas neógenas. La traza de la falla de La Tet (FLT) se ha indicado con una línea más gruesa. CE: Cuenca de L'Empordà; CS: Cuenca de La Selva.

### 6.6.3.1. La cuenca de la Cerdanya

La cuenca intramontañosa de la Cerdanya es la mayor de las cuencas generadas por el movimiento neógeno de la falla de la Tet y se sitúa justo en la terminación sudoeste del segmento NE-SO más occidental de esta falla (Fig. 6.34). La estructura de la cuenca viene determinada por la presencia de un amplio conjunto de fallas normales orientadas E-O que, buzando hacia el sur, están limitadas al este por la falla casi vertical NE-SO de La Tet y hacia el sur por una falla normal E-O que buza hacia el norte y que, con un salto acumulado superior a los 1000 m separa la cuenca de los relieves del Moixerò y Cadí (Fig. 6.35). Como resultado, la cuenca es claramente asimétrica con un margen sudoriental abrupto y fuertemente subsidente limitado por fallas mayores y un margen noroccidental más irregular en el cual el contacto entre el basamento y el relleno sedimentario de la cuenca, aunque controlado por fallas E-O es básicamente una discordancia (Julià, 1984, 1992; Roca, 1986).

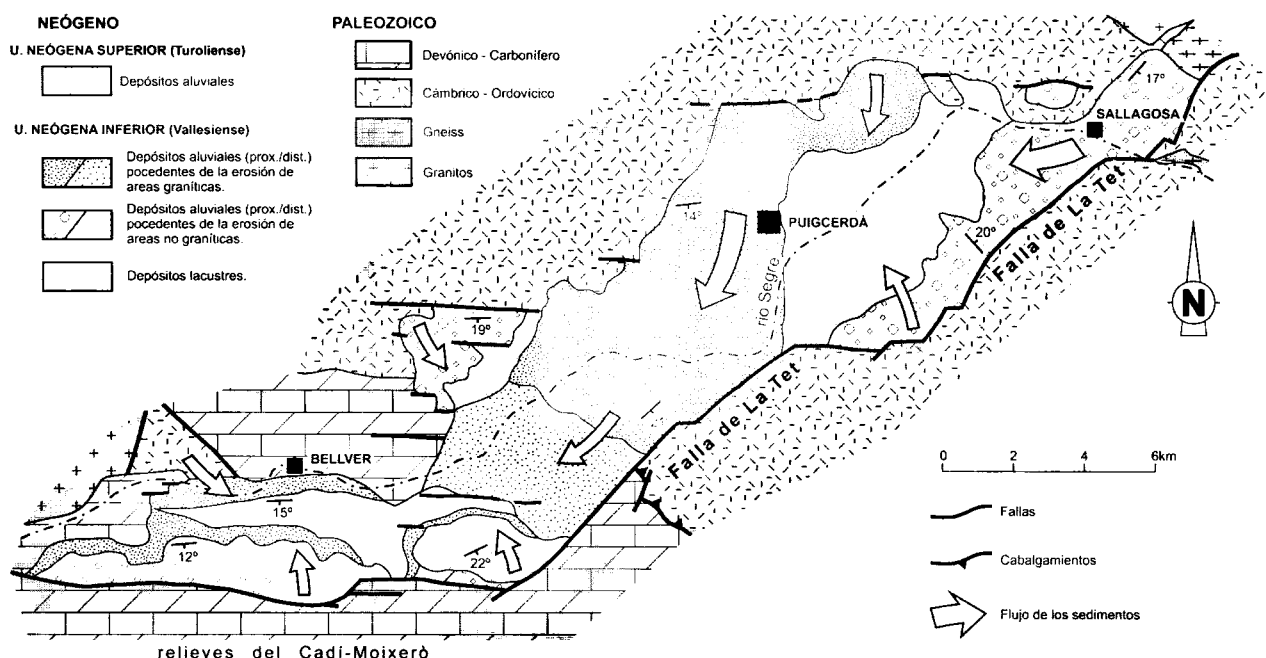
El relleno neógeno de la cuenca presenta una potencia muy variable que se incrementa hacia el sudeste donde puede alcanzar los 1000 (Julià, 1984; Pous *et al.*, 1986; Cabrera *et al.*, 1988). Estratigráficamente puede subdividirse en dos unidades deposicionales (Fig. 6.36) separadas por una superficie que puede ser una discordancia angular o una paraconformidad (Roca y Santanach, 1986; Agustí y Roca, 1987).

La **Unidad Inferior** es de edad Vallesiense (Mioceno superior temprano; Déperet y Rérolle, 1885; Golpe, 1981; Agustí y Roca, 1987) y constituye la mayoría de los afloramientos neógenos que afloran actualmente en la cuenca de la Cerdanya. Esta formada por una potente (400 a 800 m) sucesión de rocas siliciclásticas sedimentadas en un sistema deposicional que incluye ambientes aluviales, fluviales, deltaicos y lacustres (Julià, 1984; Roca, 1986). La distribución espacial de estos ambientes es claramente asimétrica: los ambientes aluviales y fluviales se localizan preferentemente en el

margen nordoccidental de la cuenca, mientras que los deltaicos y lacustres ocupan la mayor parte de las zonas centrales y meridionales de la cuenca (Fig. 6.35; Cabrera *et al.*, 1988). La formación de este lago, situado en el extremo sudoccidental de la cuenca, está registrado por diatomitas y lutitas laminadas ricas en materia orgánica que incluyen restos bien preservados de paleoflora e insectos (Rérolle, 1884-85; Villalta y Crusafont, 1945; Menéndez Amor, 1955; Villalta, 1962; Sanz de Siria, 1978; Martín-Closas, 1995; Ortuño y Arillo, 1995; Barrón, 1996, 1999) y nódulos de fosfatos diagenéticos tempranos (Bech y Vallejo, 1977; Anadón *et al.*, 1989b; De las Heras *et al.*, 1989). Las diatomeas y los nódulos de fosfatos indican un ambiente lacustre profundo, eutrófico y meromictico (Margalef, 1957; Haworth y Sabaté, 1993).

La **Unidad Superior** es, en su base, de edad Turoniense (Agustí y Roca, 1987) y tal sólo se encuentra preservada en el extremo meridional de la cuenca (Fig. 6.35). Esta integrada por una secuencia de unos 250 m de espesor de depósitos rojos aluviales (conglomerados, areniscas y lutitas) que intercalan hacia el norte (áreas centrales de la cuenca) niveles masivos de lutitas grises que contienen, localmente, niveles finos de lignitos (Fig. 6.36). Las carofitas encontradas en estos últimos niveles indican que corresponden a depósitos sedimentados en pequeños lagos oligotróficos situados entre los abanicos aluviales (Soulié-Märsche y Martín-Closas, 2003).

A diferencia de la Unidad Neógena Inferior, los clastos detríticos de la Unidad Neógena Superior son esencialmente carbonáticos. Este drástico cambio litológico entre ambas unidades denota un cambio en la procedencia de los sedimentos que rellenan la cuenca. Mientras la Unidad Inferior está principalmente formada por componentes detríticos procedentes de la erosión de los granitos y pizarras paleozoicas que afloran al norte de la cuenca, la Unidad Superior registra la erosión de zonas situadas al sur de la cuenca. Este cambio indica una caída en la producción y/o transporte de los componentes detríticos en las zonas situadas al norte de la cuenca.



**Figura 6.35.-** Mapa geológico simplificado de la cuenca de la Cerdanya en el que se muestran las principales facies deposicionales del relleno de la cuenca y las principales fallas lo afectan (basado en Roca, 1986).

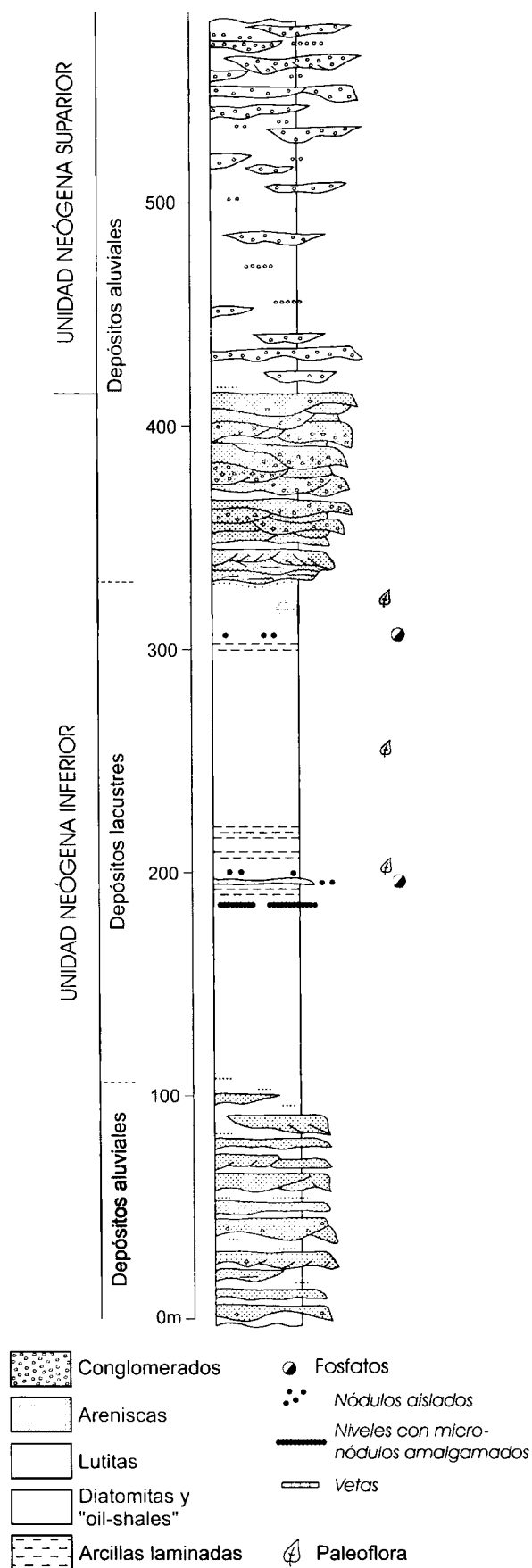


Figura 6.36.- Columna estratigráfica del relleno de la cuenca de la Cerdanya en su extremo occidental (Roca, 1992).

ca de la Cerdanya y un incremento relativo de los procedentes del sur.

El incremento de sedimentos procedentes del margen meridional puede explicarse manteniendo el aporte inicial de los sedimentos pero decreciendo la subsidencia en la cuenca o bien aumentando el aporte detrítico mediante la rejuveneción del relieve o el crecimiento de las redes de drenaje en el margen meridional de la cuenca. La menor deformación que muestran los sedimentos de la Unidad Neógena Superior en comparación con los de la Unidad Inferior (Roca, 1986) apunta a una atenuación de la actividad de las fallas y, por lo tanto, a un escenario en el cual la brusca progradación de los abanicos aluviales procedentes del margen meridional de la cuenca es debida a: (1) una caída de la subsidencia tectónica en la cuenca; y (2) a un crecimiento de las redes de drenaje al sur de la cuenca probablemente relacionado con una disminución del rebote isostático del bloque inferior de las principales fallas de la cuenca de la Cerdanya. No obstante, el basculamiento de hasta 20° que presentan hacia el sur los estratos de la Unidad Superior así como su disposición en abanico sintectónico cerca de las fallas indican que estas fallas, aunque atenuadamente, continuaron siendo activas al menos durante el Turoliense e inicios del Plioceno (Astre, 1927; Roca, 1986).

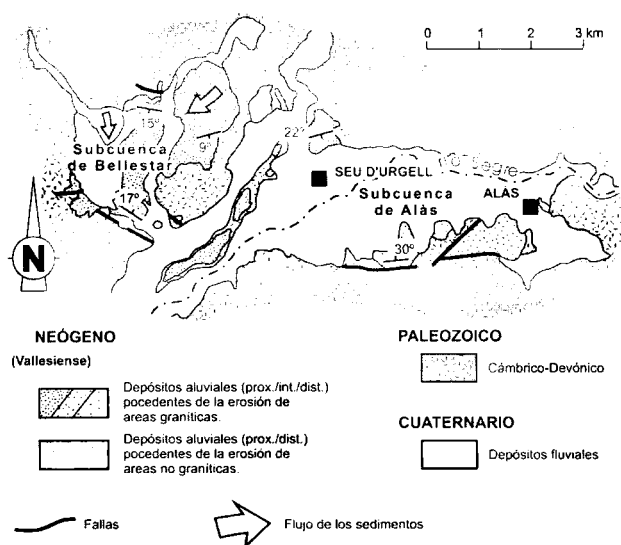
De acuerdo con esta interpretación y los datos analizados en anteriores trabajos (Astre, 1927; Roca y Santanach, 1986; Cabrera *et al.*, 1988), la evolución neógena de la cuenca de la Cerdanya puede dividirse en dos etapas. La primera, Vallesiense, está caracterizada por una fuerte actividad tectónica que ocasiona la formación de la cuenca (Roca y Santanach, 1986; Cabrera *et al.*, 1988). Durante esta etapa, la subsidencia tectónica predomina sobre la sedimentación dando lugar a la formación de un lago adosado a las fallas mayores. La segunda etapa, de edad Turoliense, registra una atenuación de la actividad de las fallas y de la subsidencia tectónica que conlleva el relleno final de la cuenca a partir del predominio de los procesos sedimentarios sobre los tectónicos.

### 6.6.3.2. La cuenca de la Seu d'Urgell

La cuenca de la Seu d'Urgell es la cuenca neógena más occidental de los Pirineos Orientales (Fig. 6.34). Se sitúa en el extremo oeste de las fallas normales E-O que aparecen en la terminación sudoccidental de la falla de la Tet y tiene actualmente unas dimensiones muy reducidas: unos 10 km en dirección E-O y como máximo 5 km en dirección N-S (Fig. 6.37).

Dentro de esta cuenca pueden diferenciarse (Roca, 1995) dos subcuencas con una estructura diferente separadas por un alto orientado NE-SO localizado al oeste de la Seu d'Urgell: la subcuenca de Alàs al oeste y la subcuenca de Bellestar al este (Fig. 6.37). Mientras la estructura de la subcuenca de Alàs está controlada sobre todo por fallas normales E-O que buzcan generalmente hacia el norte, la de Bellestar es más compleja con participación tanto de fallas normales orientadas E-O como NO-SE. En las dos subcuencas, es difícil observar las fallas en superficie y las sucesiones muestran tanto buzamientos hacia el norte como hacia el sur.

El relleno de la cuenca de la Seu d'Urgell es de edad vallesiense (Crusafont y Golpe, 1974; Agustí *et al.*, 1979) y no supera los 250 m de potencia. Está integrado por una sucesión también siliciclástica depositada en un sistema de abanicos aluviales progradantes hacia el sur (Fig. 6.37). En las partes distales o marginales de estos abanicos constitui-



**Figura 6.37.-** Mapa geológico simplificado de la cuenca de la Seu d'Urgell en el que se muestran las principales facies deposicionales del relleno de la cuenca y las principales fallas lo afectan (ligeramente modificado de Roca, 1995).

dos por conglomerados, areniscas arcósicas y, localmente, lutitas rojas o grises, aparecen niveles ligníticos (Closas, 1948) y lutíticos grises con paleoflora (Sanz de Siria, 1980; Baltuille *et al.*, 1992) que registran el desarrollo de zonas palustres.

## 6.7. CUENCAS NEÓGENAS POSTOROGÉNICAS DE LA CORDILLERA BÉTICA

Coordinador: C. Viseras

Autores: C. Viseras, J. M. Soria y J. Fernández

### 6.7.1. Las Cuencas Neógenas Béticas. Marco geológico general

Durante el Neógeno la sedimentación en la Cordillera Bética tuvo lugar en dos fases geodinamicamente diferentes. Una primera, que comprende el Mioceno inferior y medio, durante la cual las cuencas béticas evolucionaron simultáneamente a los movimientos principales de la estructuración orogénica de la Cordillera, cuando se produjo tanto la colisión entre la Microplaca de Alborán (que constituirá las Zonas Internas de la cadena) y el Paleomargen Sudibérico (cuyos materiales deformados constituyeron las Zonas Externas Béticas) como los despegues extensionales en la primera y los cabalgamientos en el segundo de los dominios (Vera, 2001). En esta primera fase, de marcado carácter sinorogénico, se formaron una serie de cuencas en el interior del orógeno (al sur), que han sido denominadas Cuencas Intracadena (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992), y una cuenca de antepaís en la parte externa del mismo (al norte), la cual es conocida como Estrecho Norbético (Colom, 1952), Cuenca Proto-Guadalquivir (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992) y Cuenca de Antepaís Norbética (Soria, 1998). Los sedimentos que las rellenan, especialmente en las cuencas intracadena, están intensamente deformados por la orogénesis bética, lo

que impide conocer con detalle sus límites paleogeográficos originales. La segunda etapa geodinámica en la que se produce la sedimentación neógena coincide con la Etapa Neotectónica, que abarca temporalmente desde el Mioceno superior al Cuaternario. En esta fase las directrices principales del orógeno ya han quedado configuradas, y la actividad tectónica está relacionada con los movimientos de acercamiento entre África e Iberia. En este contexto se desarrollan las Cuencas Postorogénicas, que se sitúan indiferentemente sobre las Zonas Internas, las Zonas Externas o sobre el contacto entre ambas (Vera, 2000) (Fig. 6.38).

### 6.7.2. El origen de las Cuencas Postorogénicas

#### 6.7.2.1. La desarticulación de las Cuencas Intracadena y de la Cuenca de Antepaís Norbética

Para ilustrar la evolución completa de las Cuencas Postorogénicas es necesario mostrar los acontecimientos con los que termina fase sinorogénica previa. Tanto las Cuencas Intracadena como la Cuenca de Antepaís Norbética quedaron desarticuladas como resultado de la actuación conjunta de procesos tectónicos y eustáticos. Desde el punto de vista tectónico, el límite Mioceno medio-Mioceno superior se caracteriza por un evento regional, evento postserravalliense (Rodríguez Fernández, 1982) o evento finiserravalliense - Tortoniense basal (Soria, 1993), que se manifiesta tanto en las Zonas Internas como en las Zonas Externas. En las primeras tienen lugar movimientos de desgarre, bien documentados en el Corredor de las Alpujarras (Rodríguez Fernández *et al.*, 1990), posiblemente relacionados con despegues extensionales, que causan emersión y regresión.

En las Zonas Externas se producen cabalgamientos hacia el norte de unidades subbéticas y prebéticas sobre los últimos depósitos del Serravalliense - Tortoniense basal acumulados en la Cuenca de Antepaís Norbética (Martín Algarra *et al.*, 1988; Soria, 1994, 1998). Como consecuencia de este evento los sectores central y oriental de la Cordillera Bética quedan emergidos y sometidos a erosión, quedando la Cuenca de Antepaís Norbética restringida exclusivamente al sector occidental de la cordillera, donde se localiza la Cuenca de Antepaís del Guadalquivir. Desde el punto de vista eustático, según expresan Sanz de Galdeano y Vera (1992), la emersión y erosión de gran parte de la Cordillera Bética en el límite Mioceno medio - Mioceno superior coincide con un importante descenso del nivel del mar correlacionable con el límite entre los ciclos de segundo orden TB2 y TB3 de la curva Exxon (Haq *et al.*, 1987).

#### 6.7.2.2. Contextos tectónico y eustático para el desarrollo de las Cuencas Postorogénicas

Tectónica y eustatismo han contribuido conjuntamente en la génesis de las Cuencas Postorogénicas. En relación con la tectónica, el contexto geodinámico que reina durante la etapa neotectónica de la Cordillera Bética se caracteriza por una compresión regional N-S a NO-SE responsable de la generación de una compleja red de fracturas de orientación NO-SE y NE-SO a NNE-SSO (Sanz de Galdeano y Vera, 1992), que actúan conjuntamente con otras heredadas de la fase de orogénesis, de orientación N70 y E-O. Asociadas a esta red de fallas se forman las Cuencas Postorogénicas en el seno de los relieves levantados al final de la fase de orogénesis; son

cuenas de morfología poligonal y sometidas a notable subsidencia, parcialmente conectadas entre sí y separadas por sectores que experimentan levantamiento. Como ejemplos más significativos, asociadas a fallas NO-SE y N70 están las cuenas de Ronda, Granada, Guadix-Baza, Lorca y las cuenas instaladas sobre el Prebético al norte de Alicante; a fallas NE-SO a NNE-SSO las cuenas de Níjar, Vera, Puerto Lumbreras e Hinojar; y a fallas E-O las cuenas de Málaga, Alpujarras, Sorbas, Almanzora y Huércal Overa. Otras cuenas, como es el caso de la Cuenca del Bajo Segura, comparten rasgos estructurales de varios de los anteriores ejemplos. El eustatismo se manifiesta por una subida del nivel del mar en el Tortoniense que causa una transgresión regional y la inauguración de la sedimentación marina en las cuenas subsidentes controladas por la tectónica.

Esta subida del nivel del mar ha sido situada temporalmente en el Tortoniense inferior, correlacionándose con el inicio del ciclo de tercer orden TB3.1 (Sanz de Galdeano y Vera, 1992), si bien otros autores la sitúan a mediados del Tortoniense, haciéndola corresponder con el inicio del ciclo de tercer orden TB3.2 (Soria *et al.*, 1999). Esta última opción está soportada por las recientes dataciones bioestratigráficas del registro Tortoniense tanto en las cuenas de Alborán y de Granada (Rodríguez Fernández *et al.*, 1999) como en la Cuenca de Guadix-Baza (Soria *et al.*, 1999). En estos trabajos, las unidades anteriormente atribuidas al Tortoniense inferior en las cuenas de Granada y Guadix-Baza han sido redatadas como Tortoniense superior; ello implica, además de la existencia de una laguna estratigráfica correspondiente al Tortoniense inferior, la asignación del evento transgresivo con el que se inicia la sedimentación marina en tales cuenas al Tortoniense superior.

### 6.7.3. Arquitectura estratigráfica. Principales eventos y ambientes deposicionales

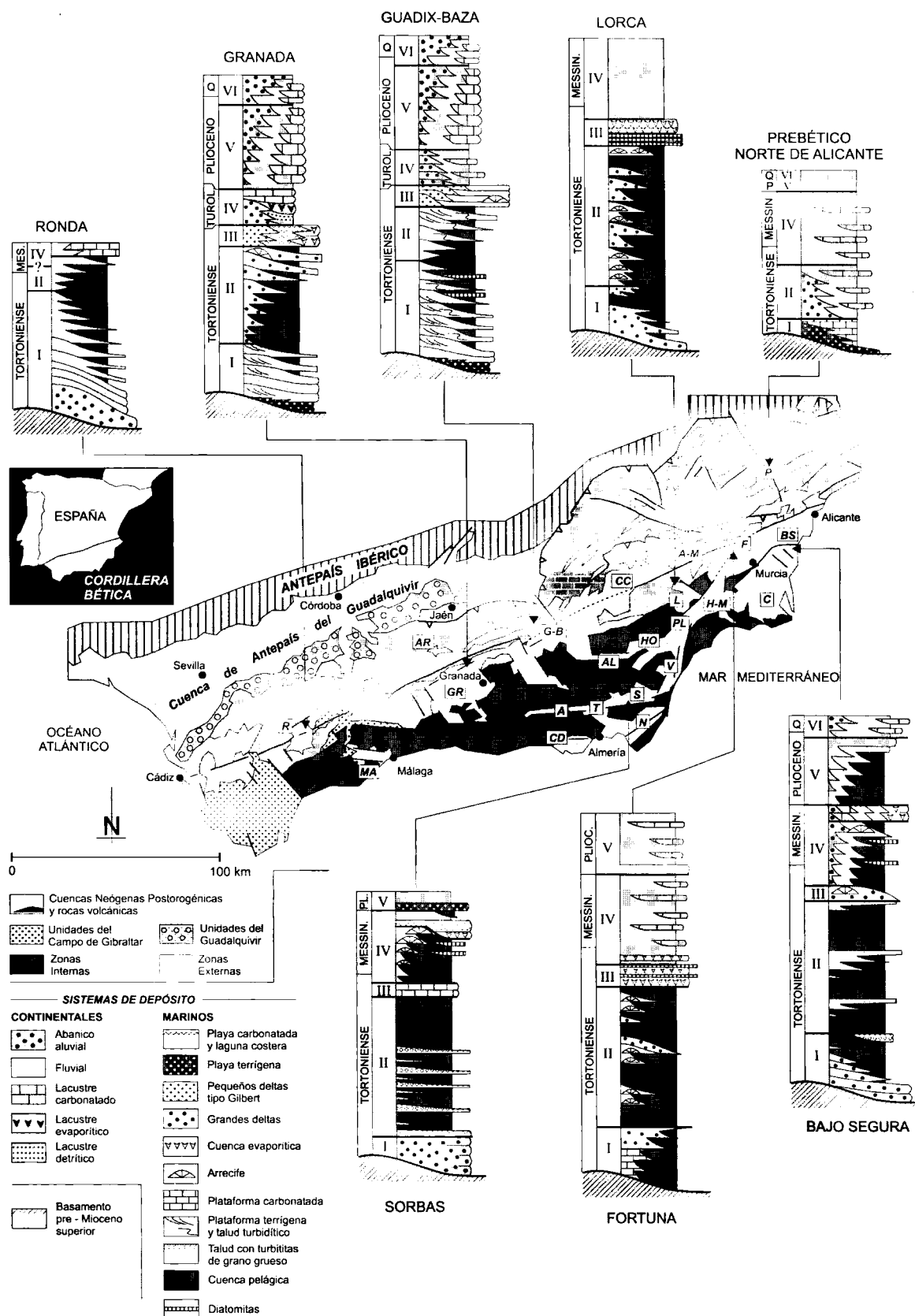
El relleno de las Cuenas Postorogénicas puede ser dividido en seis unidades aloestratigráficas limitadas por discontinuidades mayores reconocidas a escala de toda la Cordillera Bética (Fig. 6.38), cuyos límites representan eventos tectónicos y/o eustáticos. Las tres primeras unidades (I, II y III) son de edad Tortoniense, la cuarta (Unidad IV) es de edad Tortoniense terminal y Messiniense, o Turolense superior, la quinta (Unidad V) pertenece al Plioceno inferior y la sexta (Unidad VI) al Plioceno superior y al Pleistoceno (Fig. 6.39). A continuación se describe sintéticamente la arquitectura estratigráfica de estas seis unidades aloestratigráficas, el significado tectosedimentario de los límites entre ellas y los principales medios sedimentarios que ocuparon las cuenas.

**Unidad I** (Tortoniense). Representa la primera unidad depositada como consecuencia de la transgresión que inaugura la sedimentación marina en las Cuenas Postorogénicas. La sedimentación, en contexto de nivel del mar en ascenso, genera megasecuencias de profundización y patrones de apilamiento de estratos retrogradantes. En las cuenas del sector central, como son las de Granada y Guadix-Baza, estas megasecuencias se inician con depósitos costeros que evolucionan hacia plataforma y terminan con materiales de talud y cuenca pelágica (Rodríguez Fernández, 1982; Fernández *et al.*, 1996a). En depresiones más orientales, como es el caso de la Cuenca del Bajo Segura, la megasecuencia comienza con depósitos deltaicos que evolucionan a talud turbidítico y terminan con materiales de cuenca pelágica (Montenat *et al.*, 1990a). En las

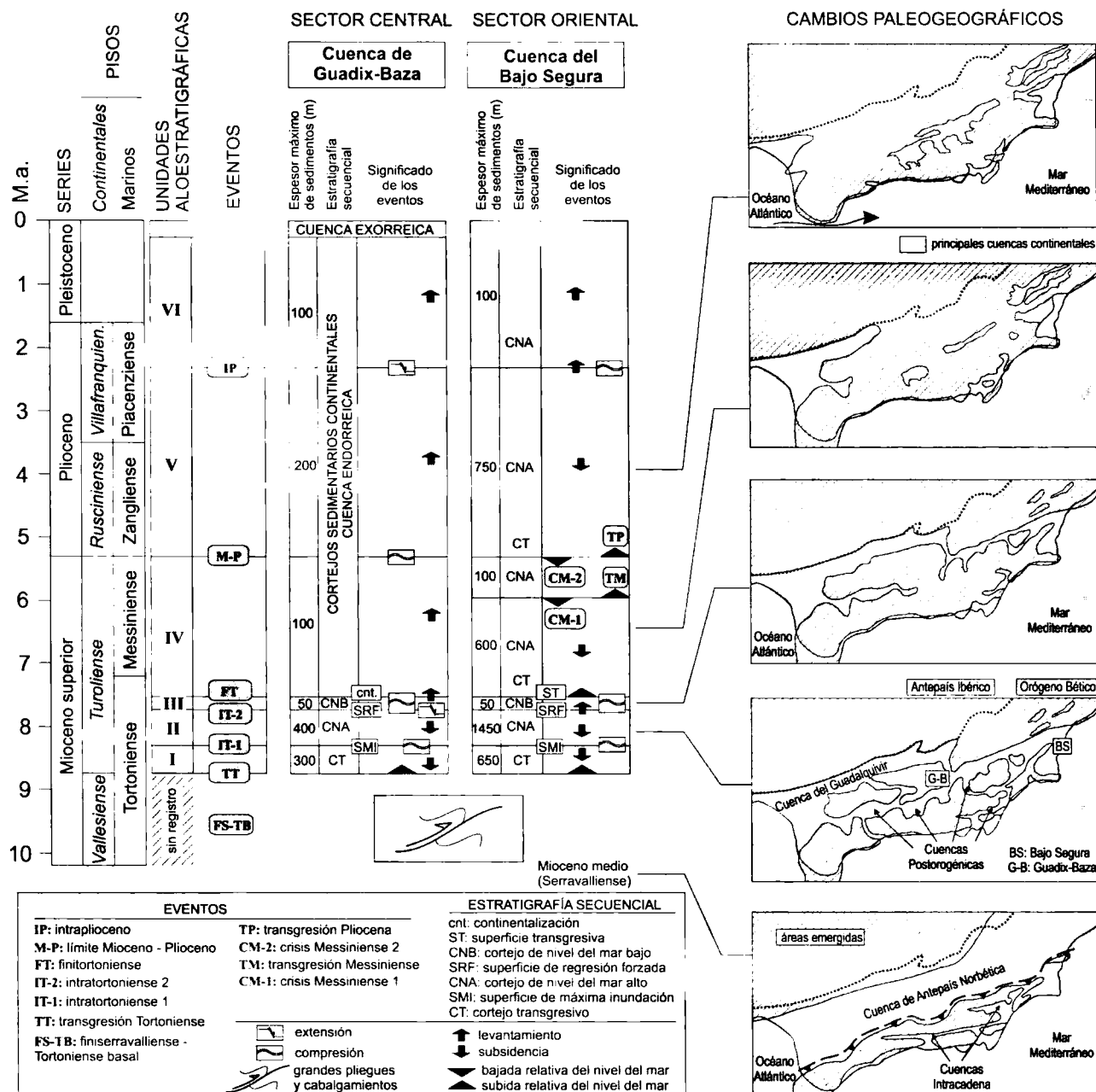
cuenas del Prebético al norte de Alicante, los primeros materiales transgresivos del Tortoniense, que en este trabajo se han asignado a la Unidad I, están representados por depósitos costeros o marinos muy someros (Ott d'Estevou *et al.*, 1988); según la descripción de estos autores se deduce una secuencia de profundización que se inicia con una brecha basal de afinidad costera y que termina con calizas bioclásticas de plataforma (Fig. 6.38). Todos estos sistemas de depósito se distribuyen espacialmente configurando en cada cuenca un cortejo sedimentario transgresivo (*transgressive systems tract*). La Unidad I agrupa a la unidad Tortoniense I (Montenat, 1990) de las cuenas del sector oriental y a los materiales del Episodio Transgresivo de las cuenas del sector central (Rodríguez Fernández, 1982).

**Unidad II** (Tortoniense). Está separada de la anterior por el evento intratortoniense 1 (IT-1, Fig. 6.39), una fase de deformación en régimen compresivo (Estévez *et al.*, 1982) que provoca los últimos cabalgamientos en las Zonas Externas y una notable deformación (pliegues y discordancias progresivas) de la unidad infrayacente. Con ciertas reservas, este evento pudo ser la causa del inicio de la sedimentación continental en las cuenas del Prebético al norte de Alicante; en estas cuenas, los sedimentos continentales presentan facies de abanicos aluviales en los márgenes y facies fluvio-lacustres en el centro (Ott d'Estevou *et al.*, 1988). En las cuenas con sedimentación marina esta unidad está representada por megasecuencias de somerización con geometrías de estratos progradantes, características de una situación de nivel del mar alto (García, 2003). En la gran mayoría de las cuenas, estas megasecuencias comprenden, de base a techo, depósitos de cuenca pelágica, talud y plataforma o deltas con arrecifes de coral. La agrupación de estos sistemas deposicionales permite definir a la Unidad II como un cortejo sedimentario de nivel del mar alto (*highstand systems tract*). La Unidad II equivale a la unidad Tortoniense II (Montenat, 1990) y a los materiales del Episodio Regresivo (Rodríguez Fernández, 1982).

**Unidad III** (Tortoniense). Su límite inferior coincide con el evento intratortoniense 2 (IT-2, Fig. 6.39) (referido como evento finitortoniense en trabajos previos, Soria, 1993; Fernández *et al.*, 1996a), que representa una fase de deformación responsable del levantamiento de gran parte del sector central y oriental de la cordillera. El principal efecto de este evento es una rápida caída del nivel del mar, que provoca una regresión forzada inducida por la tectónica, formándose cuerpos de sedimentos marinos someros, o cortejos sedimentarios de nivel del mar bajo (*lowstand systems tracts*), sobre sedimentos pelágicos profundos de la unidad precedente. Estos sedimentos someros son de litología y ambiente sedimentario muy variados: deltas tipo Gilbert, plataforma terrígena y arrecifes en las cuenas de Guadix-Baza (Soria *et al.*, 1998, 2003; García *et al.*, 2001; García, 2003) y del Bajo Segura (Soria *et al.*, 2001), estromatolitos costeros y evaporitas en la Cuenca de Granada (Martín *et al.*, 1984), calizas algales de plataforma carbonatada en la Cuenca de Sorbas y otras vecinas (Ott d'Estevou y Montenat, 1990), y evaporitas en las cuenas de Campo Coy (Michalzik, 1996), Lorca (Montenat *et al.*, 1990b) y Fortuna (Garcés *et al.*, 2001; Krijgsman *et al.*, 2000). Puntualmente, en los sectores marginales de las cuenas del sector central se reconocen depósitos de conos aluviales que representan el relicto de la sedimentación continental durante esta etapa regresiva (Viseras y Fernández, 1988; Soria *et al.*, 1998, 1999). El registro de sedimentación evaporítica de edad Tortoniense en las cuenas de Lorca y



**Figura 6.38.-** Esquema geológico de los principales dominios que forman la Cordillera Bética con indicación de la denominación de las Cuenas Postorogénicas mas significativas. Series litológicas sintéticas y ensayo de correlación de unidades aloestratigráficas (I a VI) para algunas de las cuencas (con datos de Calvet *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 1996; Garcés *et al.*, 2001; Krijgsman *et al.*, 2000; Lukowsky y Poisson, 1990; Montenat *et al.*, 1990a, b; Ott d'Estevou y Montenat, 1990; Ott d'Estevou *et al.*, 1988; Riding *et al.*, 1998; Rodríguez Fernández, 1982; Soria, 1993; Soria *et al.*, 2003; Viseras, 1991). Clave de las cuencas: A.- Alpujarras, Al.- Almanzora, A-M.- Archena-Mula, AR.- Alcañá la Real, BS.- Bajo Segura, C.- Cartagena, CC.- Campo Coy, CD.- Campo de Dalías, F.- Fortuna, G-B.- Guadix-Baza, GR.- Granada, H-M.- Hinojar-Mazarrón, HO.- Huércal Overa, L.- Lorca, MA.- Málaga, N.- Níjar, P.- Prebético Norte de Alicante, PL.- Pulpi-Puerto Lumberras, R.- Ronda, S.- Sorbas, T.- Tabernas, V.- Vera.



**Figura 6.39.-** Síntesis tectosedimentaria para las cuencas de Guadix-Baza y Bajo Segura, representativas de los sectores central y oriental, respectivamente, de la Cordillera Bética. Principales cambios paleogeográficos que han experimentado las Cuenas Postorogénicas durante el Mioceno superior y el Plioceno; el esquema inferior (Mioceno medio) corresponde a la etapa previa a la configuración paleogeográfica de estas cuencas. (Esquemas modificados de Sanz de Galdeano y Vera, 1991 y 1992 y Soria *et al.*, 1999; con datos puntuales de Garcés *et al.*, 2001 y Braga *et al.*, 2003).

Fortuna ha sido el criterio usado por Krijgsman *et al.* (2000) para definir la "crisis de salinidad Tortonense" como un evento anterior a la crisis de salinidad Messiniense.

**Unidad IV** (Tortonense terminal - Messiniense). El límite inferior de esta unidad está marcado por el evento finitortonense (FT, Fig. 6.39), causante de la continentalización de las cuencas de Granada, Guadix-Baza, Campo Coy, Lorca y Fortuna. En la Cuenca del Bajo Segura y otras vecinas, la Unidad IV está separada de las dos infrayacentes por una superficie transgresiva relacionada con un ascenso del nivel del mar que poscede a la caída registrada en la Unidad III. Donde esta unidad presenta rasgos enteramente continentales, como por ejemplo en las cuencas de Granada y Guadix-Baza, se desarrolló una orla marginal de abanicos aluviales

que conectan distalmente con sistemas fluviales y lacustres (Fernández *et al.*, 1996b), éstos últimos con sedimentación tanto detrítica como carbonatada y evaporítica. En los casos en que existe sedimentación marina, como es el caso de la Cuenca del Bajo Segura, la orla marginal aluvial evoluciona hacia deltas, y estos a plataforma con arrecifes de coral y cuenca pelágica (Montenat *et al.*, 1990a; Soria *et al.*, 2001); para el caso de la Cuenca de Sorbas los márgenes de la depresión estuvieron ocupados por arrecifes y el centro de la misma por depósitos de cuenca pelágica (Ott d'Estevou y Montenat, 1990). Todos estos sistemas de depósito presentan una geometría progradante, con megasecuencias regresivas o de somerización características de una situación de nivel del mar alto (*highstand systems tract*). En estas cuencas con



conexión marina, en la parte superior de la unidad y siempre en las posiciones centrales de la cuenca, se superpone un conjunto de evaporitas a las que se asocia una orla marginal de estromatolitos y sedimentos terrígenos costeros (Calvet *et al.*, 1996). Este conjunto evaporítico, que representa la primera fase de la crisis de salinidad Messiniense, se interpreta como resultado de la reinundación marina (transgresión Messiniense) tras una primera caída del nivel del mar en el Mediterráneo (ver modelo de Riding *et al.*, 1998, 1999, para la Cuenca de Sorbas). A techo de la Unidad IV, y como se ha descrito recientemente en las cuencas de Fortuna y del Bajo Segura, se reconoce una superficie erosiva con paleovalles encajados rellenos de conglomerados y arenas (Garcés *et al.*, 1998; Martínez del Olmo y Serrano, 2000; Soria *et al.*, 2002, 2003). Esta superficie puede ser interpretada como la segunda fase de la crisis de salinidad Messiniense, como consecuencia de una segunda caída del nivel del mar en el Mediterráneo. La Unidad IV en su conjunto recoge a la unidad Messiniense descrita por Montenat (1990) en las cuencas del sector oriental de la Cordillera Bética, y a la unidad IV definida por Fernández *et al.* (1996a) en las cuencas del sector central.

**Unidad V** (Plioceno). En las cuencas interiores y continentales del sector central esta unidad está separada de la anterior por el evento del límite Mioceno - Plioceno (M-P, Fig. 6.39), o evento finimioceno de trabajos anteriores (Fernández *et al.*, 1996a; Soria *et al.*, 1998), que representa el final de la compresión que reina durante el Mioceno terminal. En las cuencas interiores y marginales del sector oriental, con sedimentación marina previa, el límite inferior corresponde al evento transgresivo del Plioceno (Montenat, 1990) o evento post-crisis de salinidad Messiniense (Garcés *et al.*, 1998; Soria *et al.*, 2002, 2003). En las cuencas continentales del sector central, como se ilustra en la Cuenca de Guadix-Baza, se ha reconocido la existencia de un sistema de drenaje principal axial correspondiente a un curso fluvial sinuoso de grano grueso y dos sistemas de drenaje transversales a éste, alimentados desde los relieves de las Zonas Internas y Externas, e integrados por abanicos aluviales y abanicos deltaicos (sistemas transversales interno y externo; Viseras y Fernández, 1989). En los sectores más subsidentes de las cuencas, ubicados a lo largo de los valles axiales, se desarrollaron temporalmente lagos, algunos de carácter efímero, donde tuvo lugar sedimentación carbonática y evaporítica (Soria y Fernández, 1989; Fernández *et al.*, 1991, 1993). Para este caso de la Cuenca de Guadix-Baza, los sistemas de abanicos aluviales y fluviales corresponden a la Fm Guadix, mientras que los sistemas lacustres fueron definidos como las Fms Gorafe-Huélago y Baza (Vera, 1970). En las cuencas marinas del sector oriental y, tal y como se reconoce en la Cuenca del Bajo Segura, tras la inundación marina de la base del Plioceno los paleovalles erosivos de la segunda fase de la crisis de salinidad Messiniense se rellenan de sedimentos pelágicos. Estos sedimentos pelágicos evolucionan en la vertical hacia depósitos de plataforma y costeros, y estos últimos a materiales continentales de carácter aluvial *s.l.* (Fig. 6.38); así configuran una megasecuencia regresiva con geometría progradante que es interpretada como un cortejo sedimentario desarrollado en contexto de nivel del mar alto (*highstand systems tract*). Los tres conjuntos litológicos de la megasecuencia regresiva antes señalada corresponden a los términos PI, PII y PIII de Montenat *et al.* (1990a).

**Unidad VI** (Plioceno superior - Pleistoceno). Se puede separar de la anterior en base al reconocimiento del evento intraplioceno (IP, Fig. 6.39) (Soria *et al.*, 1998), un cambio en

el régimen tectónico que se manifiesta bien por una disminución de la tasa de subsidencia en las cuencas interiores del sector central (Cuenca de Guadix-Baza; Viseras, 1991) o bien por la formación de nuevas estructuras en régimen compresivo en las cuencas de sector oriental (Cuenca del Bajo Segura; Alfaro, 1995). En las cuencas continentales del sector central (Cuenca de Guadix-Baza) el dispositivo sedimentario se mantiene similar al de la unidad precedente, si bien se advierte un incremento en el radio de los abanicos aluviales procedentes de las Zonas Internas, que entran en coalescencia formando una bajada o llanura trezada (Viseras y Fernández, 1994, 1995). En las cuencas del sector oriental la generación de nuevas estructuras tectónicas, como la falla del Bajo Segura, da lugar a la compartimentación de la anterior cuenca formando altos y surcos, estos últimos ocupados por valles fluviales de fisiografía parecida a la actual. En las cuencas del sector central, la Unidad VI recoge a la parte superior de las Fms. Guadix, Gorafe-Huélago y Baza, todas ellas de la Cuenca de Guadix-Baza (Vera, 1970). En las cuencas del sector oriental, en particular la de Cartagena, esta unidad corresponde a la Fm Sucina (Montenat, 1977).

#### 6.7.4. Síntesis tectosedimentaria y evolución paleogeográfica

En la figura 6.39 se expresa la posición cronológica de las seis unidades aloestratigráficas referidas en los apartados anteriores y el significado de los eventos que las limitan para dos de las cuencas postorogénicas donde el registro del Mioceno superior y Plioceno es más completo: la Cuenca de Guadix-Baza, como representativa del sector central y la Cuenca del Bajo Segura, característica del sector oriental. Además se presentan unos esquemas que ilustran de forma sintética los principales cambios paleogeográficos que han experimentado las Cuencas Postorogénicas a lo largo del Mioceno superior y el Plioceno. Como aspectos más significativos interesa resaltar:

- 1) La existencia de una laguna estratigráfica correspondiente a la parte inferior del Tortoniense, que se interpreta como resultado del levantamiento regional causado por el evento tectónico finiserravallense - Tortoniense basal (FS-TB). Este evento, con el que termina la fase de sedimentación sinonorogénica, provocó la desarticulación de la Cuenca de Antepaís Norbética y de las Cuencas Intracadena.
- 2) Como consecuencia de la subida eustática que caracteriza a la transgresión tortoniense (TT), se inaugura la sedimentación marina en las Cuencas Postorogénicas. Un gran número de ellas se ubicarán sobre la posición previa de la Cuenca de Antepaís Norbética (Fig. 6.39).
- 3) A raíz del evento intratortoniense 1 (IT-1), consecuencia de una de las varias etapas de levantamiento general de la Cordillera Bética, se produce la primera fase de continentalización en las Cuencas Postorogénicas, transformación paleogeográfica que se manifiesta solamente en las cuencas instaladas sobre el Prebético Norte de Alicante.
- 4) Para muchas de las cuencas, las tres unidades inferiores (I, II y III) muestran una similar organización estratigráfico-secuencial, ya que la gran mayoría de ellas formó parte del pasillo que sirvió de comunicación marina entre el Atlántico y el Mediterráneo. Tal comunicación marina quedó muy restringida tras el evento intratortoniense 2 (IT-2), momento en el que se depositaron evaporitas en las cuencas de Granada, Campo Coy, Lorca y Fortuna.

- Esta fase de restricción marina con sedimentación evaporítica caracteriza la crisis de salinidad Tortonense.
- 5) A partir del evento finitortonense (FT), cuando se cerró la conexión entre el Atlántico y el Mediterráneo por el interior de la Cordillera Bética, quedan diferenciados dos grupos de cuencas: las que muestran sedimentación continental messiniense (Granada, Guadix-Baza, Campo Coy, Lorca y Fortuna, entre otras) y las que presentan sedimentación marina messiniense (Níjar, Sorbas, Vera, Cartagena y Bajo Segura, entre otras) (Figs. 6.38 y 6.39).
  - 6) Eventos de caída del nivel del mar registrados en todo el Mediterráneo, como los que desencadenaron la crisis de salinidad Messiniense, muestran sus efectos en todas las cuencas con sedimentación marina messiniense y en algunas de las cuencas continentales conectadas distalmente con las anteriores (Cuenca de Fortuna). Las cuencas del sector central (Granada y Guadix-Baza) estuvieron sometidas a un régimen de sedimentación continental endorréica, con un nivel de base independiente del nivel mar, por lo que no se han manifestado efectos erosivo-deposicionales relacionados con la crisis de salinidad Messiniense.
  - 7) La subida eustática del Plioceno inferior produjo una transgresión registrada en todas cuencas con Messiniense marino, además de otras que se sitúan próximas al Mediterráneo (Cuenca de Málaga; Guerra *et al.*, 2000) donde la ausencia de registro Messiniense puede ser debida a los efectos erosivos de la crisis de salinidad. Excepcionalmente, la transgresión pliocena se registra en cuencas con Messiniense continental con altas tasas de subsidencia, como es el caso de la Cuenca de Fortuna (Garcés *et al.*, 2001) y posiblemente Guadix-Baza (Viseras, 1991).

## 6.8. CUENCAS CENOZOICAS DEL MACIZO IBÉRICO

Coordinadores: I. Armenteros y G. Alonso-Gavilán

Autores: G. Alonso-Gavilán, I. Armenteros, J. Carballera, A. Corrochano, P. Huerta y J.M. Rodríguez

Sobre el Macizo Ibérico se encuentra un conjunto de cuencas terciarias de dimensiones y formas variadas que pueden ser agrupadas en cuatro de los dominios definidos por Julivert *et al.* (1972) (Fig. 6.40): a) En la Zona Cantábrica se ubica la cuenca de Oviedo-Grado sobre sedimentos cretácicos de origen marino. b) En la Zona Asturoccidental-Leonesa las cuencas de As Pontes, Villalba, Monforte de Lemos, Quiroga, A Rua-O Barco y El Bierzo se asientan sobre meta-sedimentos paleozoicos y la de Sarria (Lugo) lo hace sobre otros precámbricos. c) En la Zona de Galicia-Trás-os-Montes se encuentran las cuencas de Tuy, Maceda, Meirama, Xinzo da Limia, Verín y Vilariça, dispuestas sobre substratos plutónicos paleozoicos. d) En la Zona Centroibérica se localizan las cuencas de Corneja, Amblés, Campo Azálvaro, Tiétar y Lozoya, desarrolladas sobre granitoides variscos del Sistema Central. Más al sur, destacan las cuencas de Mortagua y Arganil, en Portugal; Castelo Branco-Moraleja (Portugal-Cáceres); las de Coria, Zarza de Granadilla-Ambroz y Torrejón-Talaván, en Cáceres; y la cuenca del Guadiana, que se extiende desde Don Benito hasta Badajoz y limita con la Zona de Ossa-Morena. Todas éstas se enclavan en substratos constituidos por metasedimentos precámbricos/cámbricos (complejo esquisto grauvaquico) o granitoides.

La mayor de todas, cuenca del Guadiana, llega a alcanzar

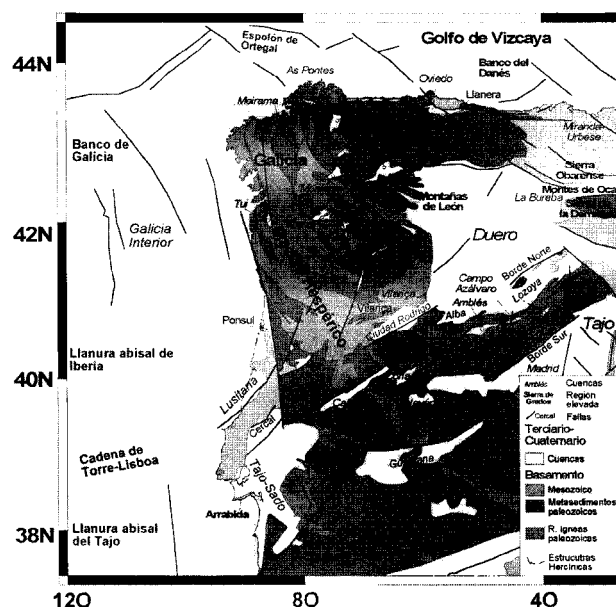


Fig. 6.40.- Situación geográfica y geológica de las cuencas terciarias sobre el Macizo Ibérico (adaptado y parcialmente modificado de Andeweg, 2002).

los 180 km a lo largo de su eje E-O, y los de las más pequeñas oscilan entre 5 y 15 km (cuencas de Meirama, As Pontes, Corneja y Lozoya). Las cuencas de Oviedo, Sarria, Villalba, El Bierzo, Castelo Branco-Moraleja, Coria y Amblés, tienen valores intermedios. En general, su máxima elongación presenta una estrecha relación con la dirección de esfuerzos y deformación estructural. Su forma es muy variada, pasando desde morfologías romboidales a elípticas, dominando éstas últimas.

Desde el punto de vista estructural, su origen y evolución están relacionados con la tectónica alpina. En las cuencas del noroeste del Macizo Ibérico, Zona Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica, deben su génesis a la compresión N-S en esta parte de la península. Su campo de esfuerzos produjo una familia de fallas de desgarre diestro en la dirección NO-SE, que en el caso de las cuencas del norte de Galicia (Pedroso-As Pontes-Moiñonovo y de Lendo-Meirama-Boimil; Santanach, 1994; Barsó *et al.*, 2003), controló su desarrollo. La cuenca de As Pontes, en una primera etapa geodinámica, estuvo controlada por mantos y fallas inversas, de dirección E-O, así como fallas normales N-S. Esta etapa fue seguida por una de inflexión contractiva que dio como resultado final la formación de la falla de desgarre mayor (Barsó *et al.*, 2003).

Las cuencas ubicadas al sur de Galicia y en Trás-os-Montes, como las de Tuy y Verín (España), y Monção (Portugal), se estructuran de acuerdo a fallas de desgarre en dirección E-O, mientras que las cuencas de Villalba, Sarria, Monforte, Maceda y Xinzo da Limia, localizadas en la Zona Asturoccidental-Leonesa, presentan registros sedimentarios de escaso espesor y con carácter aparentemente expansivos sobre los bordes, y sólo en algunos casos parecen controladas por fallas normales (Santanach, 1994).

Las cuencas localizadas en el sureste de Galicia y oeste de León (cuencas de Quiroga, A Rua-O Barco, El Bierzo) y la de Oviedo tradicionalmente fueron consideradas como cuencas extensivas por Herail (1982, 1984), mientras que Vergnolle (1990) y Santanach, (1994) indican que su des-

arrollo se debió al control ejercido por estructuras cabalgantes de dirección E-O, que limitan las cuencas en sus bordes norte y sur. La cuenca terciaria de Oviedo está situada en el labio sur de la falla de Llanera de dirección E-O y el rejuego compresivo de esta falla normal mesozoica acarreo el relleno terciario del área subsidente asociada al sur del cabalgamiento (Pulgar *et al.*, 1999).

Las cuencas gallegas podrían ser consideradas como cuencas intramontañosas según Santanach (1994), ya que se formaron en áreas subsidentes rodeadas de montañas y asociadas a estructuras cabalgantes y fallas de dirección.

Por su parte, el control estructural de las cuencas septentrionales de la Zona Centroibérica está estrechamente ligado a la formación del Sistema Central, originado por el levantamiento del basamento varisco a favor de fallas inversas durante la compresión alpina (Capote *et al.*, 2002). Las cuencas terciarias situadas en su interior (Corneja, El Amblés, Campo de Azálvaro, Tiétar y Lozoya) presentan alineaciones SO-NE y están limitadas por fallas que pueden haber funcionado tanto inversas como normales, dando fases de relleno sin y postectónico.

En relación con el desgarre siniestro del Alentejo-Plasencia, existe un conjunto de pequeñas cuencas de tipo *pull apart* originadas durante el Aragoniense medio (Capote *et*

*al.*, 1996). En relación con el campo de esfuerzos generado por la compresión NO-SE en el interior de la península ibérica durante el Mioceno inferior-medio, se encuadran las cuencas terciarias de Castelo Branco-Moraleja (Portugal y España), Coria, Zarza de Granadilla-Ambroz y Torrejón-Talaván (Cáceres) y Guadiana (Badajoz). En algunos casos (cuencas de Coria y Zarza de Granadilla), esta falla debió jugar un papel importante en su génesis (Capote *et al.*, 1996). La cuenca de Torrejón-Talaván se interpreta como una cuenca de *hinterland* que se situaría en la depresión generada a espaldas del levantamiento del bloque de la sierra de Guadalupe (Santanach, 1994). La génesis de la cuenca del Guadiana está relacionada con la conjunción del accidente tectónico del Alentejo-Plasencia y la falla inversa que levanta el bloque de la sierra de Guadalupe.

### 6.8.1. Registro estratigráfico y medios sedimentarios

Las cuencas cenozoicas del Macizo Ibérico presentan rellenos continentales y su potencia varía entre los 100 m en la cuenca de Torrejón-Talaván hasta centenares de metros en las cuencas de As Pontes, Oviedo, El Amblés, El Bierzo y Coria (Fig. 6.41; CD-6-52). En general, no existen estudios

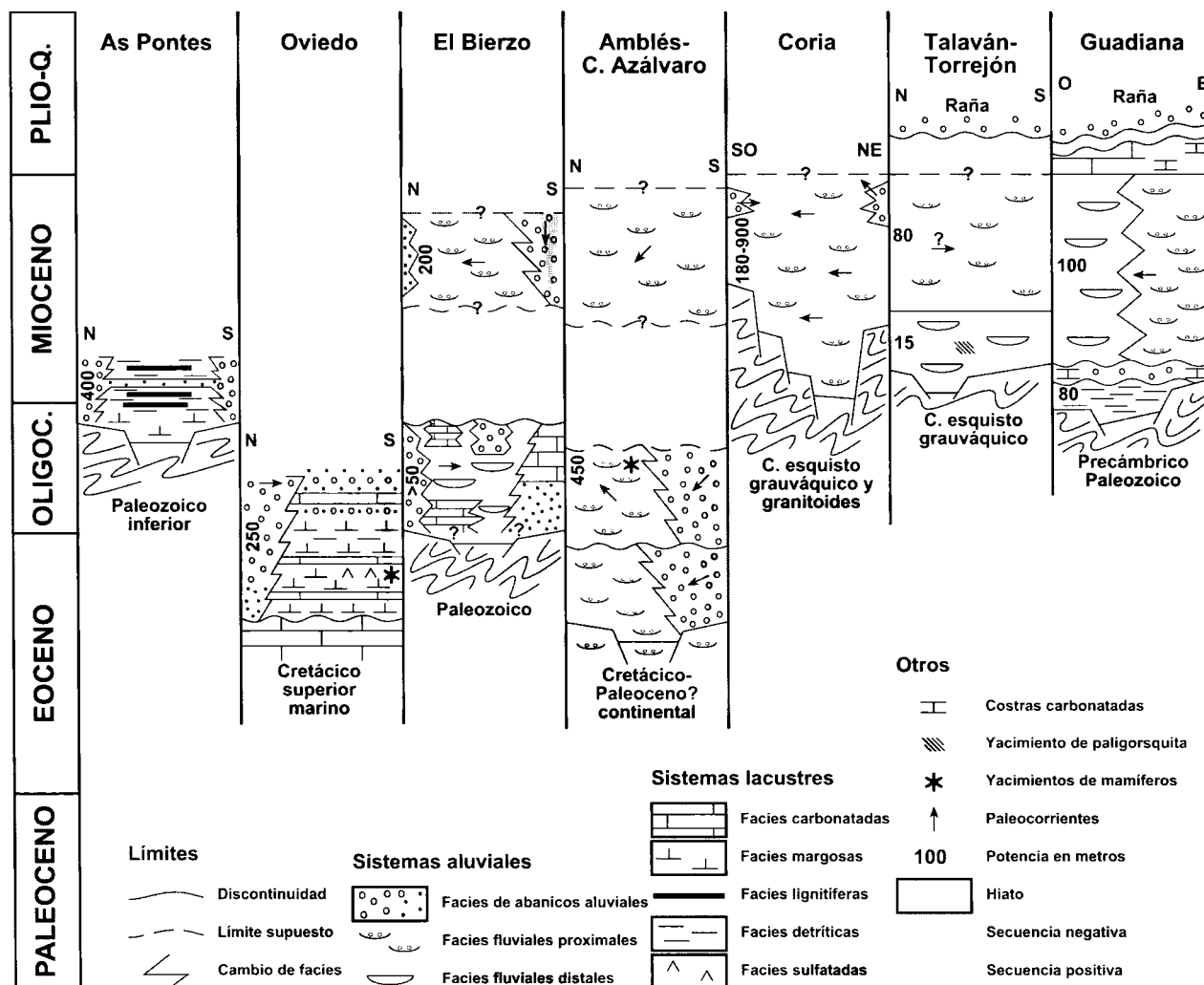


Fig. 6.41.- Ensayo de correlación estratigráfica de las principales cuencas cenozoicas sobre el Macizo Ibérico.

estratigráficos y sedimentológicos detallados, salvo en las cuencas de El Bierzo (Herail, 1982, 1984) y, sobre todo, la de As Pontes (Cabrera *et al.*, 1995, 1996; Ferrús, 1998; Barsó *et al.*, 2003; Sáez *et al.*, 2003) a raíz de la exploración y explotación de lignito.

El origen tectónico de todas las cuencas y el hecho de que su desarrollo y evolución se hallen controlados por movimientos más o menos complejos a lo largo de sus bordes (Ferrús, 1998) explica el predominio de los depósitos conglomeráticos en sus márgenes, correspondientes a sistemas de abanicos aluviales (depósitos de coladas de fango, de mantos de arrollada y de canal, de abanico proximal) que pasan hacia el centro de las cuencas a depósitos de arenas, limos y lutitas (facies canalizadas y de llanura aluvial pie de abanico). En algunos casos los depósitos de abanico aluvial pasan a lacustres, como sucede en la Cuenca de As Pontes (Sáez *et al.*, 2003), donde la extensión perpendicular al borde de los depósitos proximales de abanico varía entre 0,4 y 2 km y pasan rápidamente a depósitos pantanosos y lacustres (arenas, lutitas, lignito, margas y calizas), que durante la evolución de la cuenca indican condiciones de confinamiento y apertura.

En la cuenca de Oviedo, la primera etapa del relleno sedimentario se caracteriza por una sucesión de margas yesíferas y margas alternando con calizas, que corresponden a una sedimentación lacustre carbonatada con episodios evaporíticos más frecuentes en el sector meridional de la cuenca (Truyols y García Ramos, 1991). Estas facies representan la sedimentación lacustre asociada al sistema de abanicos aluviales enraizado en el borde norte de la cuenca. Otro caso, peor conocido, es el de la secuencia paleógena de la cuenca de El Bierzo en la que las facies canalizadas de abanico aluvial (Herail, 1982) pasan a bancos dolomíticos (¿lacustres?) que parecen indicar condiciones confinantes en la cuenca. En la cuenca del Guadiana también se describen facies lacustres someras de composición lutítica en la base de la sucesión (Facies Lobón), así como facies carbonatadas asociadas a encostramientos y medios palustres a techo de la misma (CD-6-53) (Villalobos *et al.*, 1988; Apalategui *et al.*, 1988); representando el episodio expansivo final de la sedimentación neógena en la cuenca.

El registro de las restantes cuencas cenozoicas del Macizo Ibérico, está representado por abanicos aluviales, cuyas litofacies son un reflejo de la tectónica y litología de los bordes. Se reconocen desde facies de brechas correspondientes a *debris flows* en las orlas periféricas hasta facies distales de abanico aluvial formadas por pequeños rellenos de canal entre facies lutíticas masivas, pasando por facies canalizadas (p.ej. cuenca del Guadiana, Villalobos *et al.*, 1988; cuenca de El Amblés, Aracil *et al.*, 1999; cuenca de Coria, Bascones *et al.*, 1987; Bascones y Martín Herrero, 1987).

La cuenca de El Amblés presenta un relleno paleógeno en el que se diferencian dos secuencias negativas, al que sigue la secuencia miocena (Aracil *et al.*, 1999) (Fig. 6.41; CD-6-54). Otras cuencas presentan facies detríticas gruesas de relleno de canal y facies lutíticas de llanura de inundación, correspondientes a un sistema fluvial que evoluciona de trezado a meandriforme (Villalobos *et al.*, 1988). En las facies distales se desarrollaban suelos y encostramientos carbonatados (p.ej. Facies Badajoz en la cuenca del Guadiana (CD-6-53), Villalobos *et al.*, 1988; Apalategui *et al.*, 1988; facies basales en la secuencia inferior de la cuenca de Torrejón-Talaván, Fernández Macarro y Blanco, 1990).

## 6.8.2. Tendencias climáticas

El registro estratigráfico de las cuencas cenozoicas del Macizo Ibérico revela situaciones climáticas que parecen variar no sólo al comparar las cuencas situadas al norte con las del sur, sino también en el registro vertical de una misma cuenca (p.ej. As Pontes). Ésta es probablemente donde queda la impronta de un clima más húmedo como lo demuestra la abundancia de lignitos (clima subtropical, cálido y húmedo a subhúmedo dentro del intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior, Sáez *et al.*, 2003). En algunas cuencas situadas al norte del Macizo Ibérico, las secuencias paleógenas tienen litofacies que indican situaciones climáticas con estaciones secas bien marcadas (presencia de facies yesíferas en la cuenca de Oviedo, Tuyols y García Ramos, 1991; o de facies dolomíticas en la cuenca de El Bierzo, Herail, 1982).

Otras cuencas más hacia el sur, en las que la presencia de Paleógeno es segura, indican un clima con estación seca como parece deducirse de sus litofacies y asociaciones faunísticas (cuenca de El Amblés, Garzón y López-Martínez, 1978). El tramo basal de la cuenca de Torrejón-Talaván, que ha sido asignado por las características litológicas y paleogeográficas (paleocorrientes hacia el N y NNE, Blanco, 2003, com. pers.) al Paleógeno, contiene niveles explotables de paligorsquita en los términos finos de las secuencias, mineral que está originado por una alteración edáfica que revela la existencia de condiciones climáticas secas.

La impronta climática durante el Neógeno está menos marcada. La presencia de costras carbonatadas (cuencas de Coria y de Castelo Branco-Moraleja, Bascones *et al.*, 1987; Torrejón-Talaván, Fernández-Macarro y Blanco, 1990; Guadiana, Armenteros *et al.*, 1986) parece indicar que en las cuencas del centro y sur del Macizo Ibérico la situación climática durante el Neógeno no fue muy distinta a las condiciones encontradas en las vecinas cuencas del Duero y Tajo (Calvo *et al.*, 1993; Armenteros *et al.*, 2002). Las condiciones eran secas dentro de clima cálido, sin alcanzar eventos más áridos: inexistencia de facies evaporíticas en las cuencas. La escasez de facies aluviales de tipo *debris flows* y la abundancia de facies de relleno de canal parece indicar el predominio de abanicos aluviales dominados por corrientes perennes o estacionales.

## 6.8.3. Edad del relleno sedimentario

Salvo en las cuencas que cuentan con yacimientos fósiles de vertebrados que aportan dataciones fiables como la cuenca de As Pontes (Oligoceno superior-Mioceno Inferior: López-Martínez *et al.*, 1993), cuenca de Oviedo (Eoceno superior, Rhenaniense-Headoniense: Casanovas-Cladellas *et al.*, 1991); cuenca de El Amblés (Oligoceno medio: Garzón y López-Martínez, 1978), en el resto de las cuencas cenozoicas sobre el Macizo Ibérico, el establecimiento de la edad del relleno sedimentario de cada una de ellas es, en cierta medida, subjetivo. Este hecho se debe al carácter desigual de la cartografía actual.

La asignación de edades descansa sobre correlaciones litológicas con las grandes cuencas terciarias continentales próximas (sobre todo con las del Duero y Tajo). Pero aún así, no existe unanimidad en los criterios empleados para la correlación, hecho que se pone de manifiesto en las cuencas del norte de Extremadura y NO de León. Clásicamente el relleno de las cuencas terciarias de Coria, Castelo Branco-Moraleja, Torrejón-Talaván y Granadilla (Fig. 6.41) se ha

atribuido al Mioceno, existiendo una datación del Mioceno medio (Aragoniense medio) en las cercanías de Plasencia dentro de una pequeña cuenca desconectada asociada al dique del Alentejo-Plasencia (Pérez González *et al.*, 1983). Sin embargo, otros autores atribuyen buena parte del relleno de estas cuencas al Paleógeno, basándose en criterios geomorfológicos y en la semejanza de las facies arcóscas de sus rellenos con los depósitos datados como paleógenos en la cuenca del Duero (Fernández Macarro y Blanco, 1990; Sánchez del Corral y Blanco, 1999).

En la cuenca de El Bierzo (Fig. 6.41), ocurre algo diferente. Los trabajos de Herail (1982, 1984) definen dos secuencias separadas por una discontinuidad. La inferior es atribuida al Paleógeno y la superior al Neógeno por correlación litoestratigráfica con depósitos similares en la Cuenca del Duero. Estudios más recientes (Pagés *et al.*, 2001) definen una edad paleógena para la unidad miocena (Formación Las Médulas de Herail, 1982) (CD-6-55, 6-56).

A la vista de estos ejemplos, se constata la falta de datos para una correlación fiable de los rellenos sedimentarios de algunas cuencas, que sólo estudios más concienzudos de tipo sedimentológico-estratigráfico, ayudados por el hallazgo de nuevos yacimientos y estudios estructurales simultáneos, pueden solucionar.

## 6.9. RASGOS COMUNES DE LAS CUENCAS CENOZOICAS

*J.P. Calvo*

Tanto por extensión, aproximadamente un 40% del total de la superficie de la Península Ibérica, como por el espesor de sedimentos contenidos en ellas, las cuencas cenozoicas constituyen un elemento muy relevante dentro de la geología de España. A ello se suma el hecho de que el registro estratigráfico representado por las sucesiones sedimentarias en el conjunto de las cuencas es muy completo, abarcando la práctica totalidad del Terciario. Dicho registro es, en muchos casos, observable directamente en afloramiento o bien ha sido reconocido mediante perfiles sísmicos y sondeos profundos. El carácter muy completo del registro terciario es bien patente a escala de determinadas cuencas, como es el caso de las tres grandes cuencas continentales de antepaís dentro de la Península. Así, en la Cuenca del Ebro, el espesor acumulado desde el Paleoceno superior hasta el Turoliense (Mioceno superior) alcanza los 5000 m. Las sucesiones sedimentarias en esta cuenca muestran una notable continuidad estratigráfica, reconociéndose, no obstante, en ellas una serie de discontinuidades, como resultado de cambios en la actividad tectónica de los Pirineos y la Cadena Ibérica. En la Cuenca del Duero, el espesor de sedimentos terciarios supera los 2500 m, quedando registrada la mayor parte del terciario en facies continentales, aunque con importantes hiatos en el paleoceno-Eoceno inferior, durante el Oligoceno superior y en la parte más alta del Mioceno. Asimismo, el espesor de sedimentos en la Cuenca del Tajo alcanza los 3500 m en su lado NO; en este caso, el registro estratigráfico es muy completo, incluso observable todo él en afloramiento cuando se combinan las sucesiones paleógenas aflorantes en la Depresión Intermedia y las de edad Neógeno en la Cuenca de Madrid.

El registro neógeno más alto, así como el correspondiente al Pleistoceno, en facies continentales, queda muy bien representado en las cuencas de Levante y de las cordilleras

Bética e Ibérica, complementando la desigual presencia de este registro en las grandes cuencas interiores peninsulares. Por su parte, la Cuenca del Vallés-Penedés y varias cuencas del SE español permiten reconocer transiciones entre depósitos continentales y marinos, quedando estos últimos ampliamente representados a lo largo de la Cuenca del Guadalquivir para el intervalo de tiempo comprendido desde el Tortoniense a la actualidad. Las discontinuidades sedimentarias constituyen un elemento esencial en el análisis del relleno sedimentario de cuencas, siendo la base de partida para establecer las diferentes unidades genéticas presentes en una cuenca y permitiendo la correlación entre secciones estratigráficas. En muchos casos, cuando se reconoce una clara coincidencia temporal entre ellas, las discontinuidades pueden servir para establecer correlaciones entre el relleno sedimentario de diferentes cuencas. Las discontinuidades sedimentarias quedan plasmadas de diversos modos: en forma de discordancias angulares, discordancias sintectónicas o progresivas, disconformidades, o paraconformidades (Vera, 1994). A estos elementos de separación entre unidades estratigráficas se puede añadir el de "ruptura sedimentaria" (Pardo *et al.*, 1989), que expresa, independientemente de la continuidad o discontinuidad estratigráfica de los depósitos, los saltos bruscos o cambios en la evolución de las secuencias sedimentarias, en particular las de carácter endorreico, principalmente como respuesta a la actividad tectónica. Dichas rupturas sedimentarias deben ser definidas a la escala global de una cuenca y constituyen la base del Análisis Tectosedimentario y del reconocimiento de las Unidades Tectosedimentarias (UTSs) derivadas de éste (Garrido-Megías, 1973, 1982; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989).

Los elementos anteriormente señalados como base de análisis del relleno sedimentario de cuencas han sido utilizados de forma amplia en las cuencas cenozoicas españolas, permitiendo establecer un cuadro estratigráfico integrado para cada una de ellas que, además, parece alumbrar diversos rasgos comunes entre unas cuencas y otras. Como resultado, se ha llevado a cabo una serie de intentos de síntesis, sobre todo en lo que se refiere al Neógeno continental (López-Martínez *et al.*, 1987; Calvo *et al.*, 1993), basados en la abundante información disponible de carácter bioestratigráfico y sedimentológico recogida en las dos últimas décadas. Estos intentos de síntesis parten del planteamiento de que existe una cierta sincronía o simultaneidad, a escala de la Placa Ibérica, de la actividad tectónica que, para el Cenozoico, estaría controlada esencialmente por la estructuración en sus bordes N y S, a lo largo de ese tiempo, de las cadenas Pirenaica y Bética, en el contexto geodinámico último del acercamiento entre las placas de África y Eurasia. Un aspecto también considerado a la hora de extraer conclusiones de estas síntesis es la posible coincidencia con discontinuidades relacionadas con cambios globales del nivel del mar (Calvo *et al.*, 1993), en cuanto estos pueden incidir de alguna forma en la evolución de una cuenca (por ejemplo, forzando su vaciado al tener lugar un descenso marcado del nivel de base). Se indicará que esta metodología de trabajo aplicada a las cuencas cenozoicas españolas no cuenta con un consenso general, existiendo problemas metodológicos por resolver (ver discusión en: Pardo *et al.*, 1989; Santanach, 1989).

Un estadio importante en la formación de las cuencas cenozoicas españolas coincide con la transmisión de esfuerzos compresivos al conjunto de la Placa Ibérica durante el Eoceno, que tiene su mayor representación en la estructuración de la cadena pirenaica (Sanz de Galdeano, 1996; Ande-

weg, 2002). Esta situación de esfuerzos incide en la evolución del relleno de las grandes cuencas interiores de la península, dando lugar a sucesiones sedimentarias de notable espesor y muy continuas en el tiempo, dominadas por facies continentales (sedimentos aluviales y lacustres). Las tasas de sedimentación más elevadas se registran en los bordes norte de las cuencas del Ebro y Duero, como efecto de la deformación continuada de las cordilleras Pirenaica y Cantábrica, respectivamente. El Sistema Central comienza a dibujarse como una separación efectiva entre las cuencas del Duero y Tajo. A una escala menor, las cuencas cenozoicas instaladas en la Cordillera Ibérica y las existentes en varias zonas del Macizo Ibérico presentan un registro variado en cuanto a espesor de las sucesiones, en general escaso, y facies, dominando dentro de éstas las facies lacustres carbonatadas y arcillosas y los depósitos aluviales clásticos.

Durante el Oligoceno y el Mioceno inferior, el relleno sedimentario de las cuencas está caracterizado por la existencia de varias unidades tectosedimentarias, separadas por discontinuidades y/o rupturas sedimentarias poco espaciadas en el tiempo. Esta arquitectura responde a una continuación de los esfuerzos compresivos en los Pirineos, en combinación con la extensión del Mediterráneo occidental que, a nivel regional, se plasma en la apertura del Surco de Valencia (Fontboté *et al.*, 1990; Sanz de Galdeano, 1996). Un rasgo aparentemente significativo, observable en las unidades tectosedimentarias formadas a partir del Oligoceno superior es el desarrollo de amplios sistemas lacustres salinos, cuyo origen probable está en la deformación, ascenso y posterior reciclado de formaciones evaporíticas mesozoicas y paleógenas (Ortí *et al.*, 1988). Este hecho es claramente reconocible, por ejemplo, en la Cuenca del Tajo, tras el emplazamiento de la Sierra de Altomira durante el Mioceno inferior (Rodríguez-Aranda, 1995) y en la Cuenca del Ebro, cuyo límite y estructura actual se configuran entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, cuando los cabalgamientos frontales surpirenaicos alcanzaron su emplazamiento definitivo.

A lo largo del Mioceno inferior y medio, la mayor parte de las cuencas interiores peninsulares evolucionaron bajo el régimen de esfuerzos anteriormente descrito, que fue cambiando, de forma progresiva, hacia un régimen de compresión de origen bético. La actividad continuada en los márgenes de las diferentes cuencas da lugar a relaciones aporte/subsidencia elevadas, con amplia expansión de sistemas lacustres, primero evaporíticos y después carbonatados, en muchas de ellas. La comparación entre los esquemas estratigráficos del relleno de la mayor parte de las cuencas continentales españolas (López-Martínez *et al.*, 1987; Calvo *et al.*, 1993) pone de manifiesto que el registro mioceno de dichas cuencas puede ser dividido en tres conjuntos o unidades mayores, que representarían etapas de relleno limitadas por discontinuidades y/o rupturas sedimentarias a grandes rasgos simultáneas en el tiempo.

Estas tres unidades abarcan, respectivamente, el Ramblense - Aragoniense inferior, el Aragoniense inferior (proparte) - Vallesiense inferior, y el Vallesiense superior - Turoliense, detectándose, no obstante, unidades de carácter menor en cada una de las diferentes cuencas.

Una conclusión importante, tal como se señalaba ya en los trabajos de síntesis de López-Martínez *et al.* (1987) y Calvo *et al.* (1993), es que los límites temporales entre las unidades mayores distinguidas en las cuencas continentales españolas no coinciden con los límites estratigráficos clásicos. En relación con esto, hay que anotar, sin embargo, que

la datación de los límites entre unidades neógenas está en la actualidad en fase de revisión y actualización, debido esencialmente a dos hechos: 1) las variaciones introducidas en las zonaciones bioestratigráficas y en los intervalos temporales abarcados por ellas, caso especialmente significativo en lo que se refiere al Aragoniense (Daams *et al.*, 1999a); 2) el avance en la utilización de calibraciones magnetoestratigráficas y, de ahí, una atribución de edades más precisa de las sucesiones sedimentarias y los yacimientos faunísticos presentes en ellas (Krijgsman *et al.*, 1996; Garcés *et al.*, 1997; Opdyke *et al.*, 1997; Pérez-Rivarés *et al.*, 2002; entre otros). A este último aspecto se puede añadir la aportación, aún un tanto incipiente, del análisis cicloestratigráfico y calibración astronómica realizado en algunas cuencas cenozoicas españolas (Sierro *et al.*, 2000; Abdul Aziz *et al.*, 2000). Todo ello obligará, sin duda, a una nueva propuesta de síntesis y puesta al día de la estratigrafía del Cenozoico de las cuencas españolas a muy corto plazo.

El emplazamiento de la Cadena Bética y el estado de esfuerzos combinados, tanto compresivos (al O) como extensivos (al E), que caracteriza el interior de la Placa Ibérica durante el Mioceno aparecen como los elementos más notables que condicionaron la sedimentación en las cuencas cenozoicas. Hacia los 9 Ma, durante el Vallesiense superior (Tortonense inferior en la escala cronoeestratigráfica marina), tiene lugar un cambio muy marcado en el régimen de esfuerzos general, que adquiere una convergencia NO-SE, particularmente en la parte meridional y oriental de la Placa Ibérica (Sanz de Galdeano, 1996; Andeweg, 2002) (ver Cap. 7.2. de este libro). Así, por ejemplo, a nivel de la Cordillera Bética, da lugar a una segunda configuración geodinámica en esta región, que dio lugar a la estructuración de nuevas cuencas (Guadix-Baza, Granada, Ronda, etc.) (Sanz de Galdeano y Vera, 1992; Vera, 2000). A partir de ese momento se registran cambios importantes en las grandes cuencas interiores peninsulares (Ebro, Duero y Tajo), así como en otras, de menor extensión, localizadas en la Cadena Ibérica y en la región centro-oriental española. La estructuración definitiva de la Cuenca del Guadalquivir coincide también, a grandes rasgos, con el nuevo periodo desarrollado a partir del Vallesiense superior.

La importancia de los cambios acaecidos durante el Vallesiense queda apoyada por el reconocimiento de discontinuidades muy marcadas, en especial superficies paleokársicas y/o paleosuperficies de amplio desarrollo, que separan sucesiones sedimentarias depositadas en contextos paleogeográficos bien diferenciados. Es de destacar, en cuanto a este último aspecto, la posible coincidencia de este periodo con el cambio de régimen, de endorreico a exorreico, en el relleno de varias de las cuencas cenozoicas interiores. Así, García-Castellanos *et al.* (2003) sugieren que el vaciado erosivo de la Cuenca del Ebro hacia el Mediterráneo debió iniciarse entre los 12.5 y los 8.5 Ma, un intervalo temporal que Salazar Rincón (2003) fija esencialmente en el Aragoniense superior. En la Cuenca del Tajo, las evidencias conducen a pensar que el cambio hacia condiciones exorreicas, iniciando el vaciado sedimentario de la cuenca, debió tener lugar, al menos, a partir del Vallesiense inferior (Calvo *et al.*, 1989).

En lo que se refiere a la parte occidental de la Península, Martín-Serrano García (2000) sugiere la necesidad de integrar el análisis de las formas residuales del relieve con la evolución del registro de la Cuenca del Duero y de otras menores instaladas en el Macizo Ibérico como método de reconocimiento de episodios de vaciado del

relleno de estas cuencas, que tuvo lugar hacia el final del Cenozoico pero, muy posiblemente, también en periodos previos. El estudio de las variaciones entre condiciones endorreicas y exorreicas dentro de las cuencas cenozoicas

españolas se configura así como un aspecto revelante en el análisis de la evolución paleogeográfica de la Placa Ibérica durante los últimos 20 Ma.